Environnement Canada Environment Canada

BULLETIN LE CO_2 ET LE CLIMAT

PÉRIODIQUE DE LA RECHERCHE SUR LE CHANGEMENT CLIMATIQUE

L'ANNÉE 2001 EN REVUE ÉVALUATION DES PROGRÈS DE LA RECHERCHE EN SCIENCE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Été 2003

Dans ce numéro...

1.0 Introduction 1

2.0 Changements de la composition de l'atmosphère 1

3.0 Forçage radiatif.....5

4.0 Modélisation du climat 6

5.0 Trends.....9

6.0 Impacts 15

7.0 Politiques 19

Remerciements 22

References.....23

1.0 INTRODUCTION

Réalisé dans le cadre d'un processus continu d'examen et d'évaluation de la littérature mené à la Direction de l'évaluation et de l'intégration scientifique du Service météorologique du Canada (SMC), ce numéro du bulletin *Le CO_2 et le climat* est une synthèse de quelque 400 articles et rapports scientifiques clés dans le domaine du changement climatique, qui ont été publiés en 2001 dans des journaux à comité de lecture de diffusion internationale. Comme les précédentes, cette synthèse ne prétend pas être un bilan complet de l'état des connaissances scientifiques sur le changement climatique, mais plutôt un bref résumé des faits saillants de recherches récentes. Pour avoir une évaluation plus complète de la science du changement climatique, le lecteur peut consulter le *Troisième Rapport d'évaluation* (TRE)[1], publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), et d'autres rapports spéciaux du GIEC publiés ces dernières années.[2,3] On peut aussi trouver dans des numéros précédents du bulletin *Le CO_2 et le climat* des résumés d'articles de recherche publiés avant 2001. Les plus récents de ces bulletins sont accessibles sur le site Web de l'évaluation scientifique du SMC, à l'adresse suivante: www.msc-smc.ec.gc.ca/education/scienceofclimatechange/index_f.html.

Par souci de brièveté et d'utilité, la revue de la littérature de 2001 repose sur une sélection des articles qui permettent le mieux d'améliorer la compréhension des considérations scientifiques qui sous-tendent le changement climatique. Elle est très concise, mais accompagnée de nombreuses références à des documents où le lecteur trouvera des détails supplémentaires sur les divers sujets et résultats discutés. Il ne fait pas de doute que certains articles importants n'auront pas été inclus dans la revue, soit par omission, soit faute d'un accès facile aux journaux dans lesquels ils sont parus. Nous nous excusons à l'avance de tout ennui ou inconvénient que cela pourrait causer à leurs auteurs ou aux lecteurs.

2.0 CHANGEMENTS DE LA COMPOSITION DE L'ATMOSPHÈRE

2.1 Dioxyde de carbone

En 2001, les concentrations atmosphériques de CO_2 ont atteint 370 ppmv, soit une augmentation de 1,5 ppmv sur l'année précédente. Cette croissance est comparable aux élévations annuelles moyennes enregistrées ces dix dernières années; cependant, le taux d'augmentation varie significativement d'une année à l'autre. Bien que cette variabilité puisse être en partie attribuée aux flux de carbone entre l'océan et l'atmosphère dans les régions tropicales, ce sont surtout les fluctuations interannuelles de la croissance et de la respiration des écosystèmes terrestres qui semblent en être la cause dominante. L'effet de refroidissement à court terme associé aux fortes éruptions volcaniques pourrait intervenir de manière importante dans ces variations, puisqu'il tend à réduire temporairement la respiration des écosystèmes

Évaluation Scientifique et Intégration • Service Météorologique du Canada (concours financier du Groupe de recherche et de développement énergétiques)
4905, rue Dufferin, Downsview (Ontario) M3H 5T4 • Téléphone: (416) 739-4432.

Canada

Ce papier contient un minimum de 50% de fibres recyclées dont 10% de fibres recyclées après consommation.

terrestres et, par conséquent, à accroître l'efficacité des puits de carbone terrestres nets. L'incidence du comportement de l'ENSO pourrait constituer un autre facteur de variabilité : ce phénomène climatique fait habituellement de la biosphère terrestre une importante source de carbone pendant les épisodes El Niño, et un puits pendant les épisodes La Niña. Un nouveau programme mondial de surveillance, FLUXNET, est en cours d'élaboration à l'heure actuelle; il vise à fournir une base de données améliorée à l'appui de la recherche sur le carbone. FLUXNET comprend le relevé de mesures exhaustives du flux à 140 stations situées entre les latitudes 70 °N et 30 °S. Le programme permettra également de comparer entre eux adéquatement les réseaux régionaux de mesure et d'observation.[4-8]

Différentes études menées avec des modèles inverses, dans lesquelles on utilise de telles mesures, issues de réseaux, de la variance spatiale et temporelle des concentrations atmosphériques de CO_2 pour en déduire des valeurs de flux, calculent un flux de carbone net moyen, pour l'ensemble des écosystèmes terrestres (émissions dues au déboisement comprises), d'environ -0,2 milliards de tonnes de carbone (GtC) par an pendant les années 1980 (soit un petit puits), à -1,4 GtC/an la décennie suivante. D'après de récentes simulations effectuées grâce à un modèle avancé de la biogéochimie, on estime actuellement à environ 61 GtC par an la composante productivité primaire nette (PPN) mondiale du flux net, dont 26 % sont attribuables aux forêts tropicales. Cependant, presque partout sous les tropiques, la PPN est en grande partie annulée par un accroissement de la respiration et des émissions dû au déboisement. En revanche, l'abaissement des taux de respiration, les changements d'affectation des terres, la prévention des incendies et la fertilisation à l'azote ont créé des puits de carbone nets substantiels dans les régions extra-tropicales de l'hémisphère Nord (en particulier aux États-Unis et en Eurasie). En Europe, par exemple, le puits pourrait atteindre 2 GtC/an, tandis qu'aux États-Unis, il pourrait être de l'ordre de 300 à 580 millions de tonnes de carbone (MtC) l'an (avec une variabilité interannuelle relativement faible). On estime que 50 % du puits de carbone des États-Unis est formé par les écosystèmes forestiers, principalement la litière et le sol. Ces éléments ont souvent été négligés dans les précédents inventaires du carbone. Les spécialistes font remarquer que ces puits des latitudes tempérées pourraient ne pas se maintenir dans le temps.[9-15]

Des études réalisées au Canada montrent que les écosystèmes de la forêt boréale ont tendance à devenir une source importante de CO_2 tout de suite après avoir perturbés par un incendie ou des activités de récolte. Néanmoins, elles peuvent reprendre leur rôle de puits dans les dix ans suivant la perturbation.[16]

On a évalué à environ 0,2 GtC/an le flux planétaire du carbone inorganique dissous dans les eaux souterraines, où il peut demeurer pendant des siècles, voire des millénaires. Les lacs peuvent également séquestrer jusqu'à 70 MtC/an de carbone organique dans les sédiments. Ce puits relativement petit que constituent les lacs pourrait s'accroître si les climats deviennent plus chauds et plus humides.[17-18]

En ce qui concerne les flux océaniques, les changements des rapports ^{13}C à l'interface air-mer semblent indiquer une absorption nette moyenne de carbone par les océans, ces dernières années, d'environ $-1,5 \pm 0,9$ GtC/an. Ces variations du ^{13}C diffèrent souvent, du moins dans l'océan Austral, de celles observées pour le carbone inorganique dissous total, indice d'une source anthropique de CO_2. Les simulations faites avec plusieurs modèles de circulation océanique en trois dimensions (3D) laissent supposer que le puits océanique moyen était légèrement plus important pendant les années 1980, soit $-1,35 \pm 0,35$ GtC/an, et que l'océan Austral en représentait une partie considérable. Une autre étude menée avec un modèle océanique 3D calcule un puits beaucoup plus important, passant de 2,4 GtC en 1980 à 3,1 GtC en 1989, puis à 3,9 GtC en 1999. L'un de ces modèles de circulation océanique a été couplé à un modèle de la biogéochimie océanique, puis forcé avec des données météorologiques historiques et des données de télédétection pour simuler les variations interannuelles des puits océaniques de carbone de 1979 à 1997. Les résultats indiquent que 70 % de la variance, qui va d'un minimum de 1,4 à un maximum de 2,2 GtC/an, est attribuable au comportement de l'ENSO et aux processus dynamiques en jeu dans le Pacifique équatorial. Les données des navires viennent confirmer ce rôle de l'ENSO. À titre d'exemple, on a observé que la production biologique, dans le Pacifique tropical, était descendue plus de 25 % sous la moyenne pendant l'épisode El Niño 1997-1998, pour remonter à 25 % au-dessus de la moyenne pendant La Niña subséquente. L'un des facteurs clés, pour expliquer cette variabilité, est le changement dans le taux de remontée des eaux profondes froides, riches en carbone et en nutriments. Cependant, les spécialistes notent que l'ampleur de ces fluctuations océaniques est considérablement moindre que celle des variations continentales.[6,20-25]

Les mesures faites pendant trois saisons dans un écosystème boréal du Nord canadien, près de la limite des arbres, révèlent un petit puits annuel net de carbone, formé par ses composantes forestières, de 100 à 478 g/m^2. La respiration du sol, qui peut être significativement influencée par la réponse de la structure et de l'activité des racines à la photosynthèse, est un élément important des flux de carbone connexes. Les variations saisonnières de ce puits indiquent une forte rétroaction climatique attribuable au moment du début de la fonte des neiges au printemps et à la longueur de la saison de croissance. Les données issues de FLUXNET montrent des rétroactions climatiques semblables entre les puits de carbone et le climat dans les forêts caducifoliées des latitudes tempérées, où les échanges nets de CO_2 augmentent de 6 g/m^2 par jour d'allongement de la saison de croissance. Dans les tourbières boréales, les puits de carbone sont beaucoup moins importants; ils varient en premier lieu avec la fluctuation des niveaux phréatiques. Les mousses pourraient également être

une composante significative de la productivité nette des écosystèmes boréaux, contribuant pour environ 13 % à la PPN et réduisant la respiration nette de la litière forestière. La respiration des sols, qui peut être grandement tributaire de la réponse de la structure et de l'activité racinaires à la photosynthèse, est un élément non négligeable des flux de carbone dans les écosystèmes boréaux.[5,26-28]

La plupart des modèles biogéochimiques font l'hypothèse que l'augmentation des températures s'accompagnera d'effets significatifs de fertilisation par le CO_2 ainsi que d'une intensification à retardement de la respiration autotrophe et hétérotrophe. Néanmoins, ces effets sont encore mal compris, et il persiste beaucoup d'incertitudes quant à la réponse des écosystèmes à un tel changement de l'environnement. Par exemple, en tenant compte seulement des effets de la fertilisation par le CO_2 (c'est-à-dire si le climat demeure constant), six modèles dynamiques globaux de la végétation évaluent, pour l'ensemble de la planète, que les puits terrestres sont actuellement de 1,4 à 3,8 GtC/an. Ces puits ne sont plus que de 0,6 à 3,0 GtC/an si l'on prend en considération les effets des récents changements climatiques. Lorsqu'on a forcé chacun des modèles en leur imposant les changements futurs du climat et des concentrations atmosphériques de CO_2 du scénario d'émissions IS92a, les puits ont atteint en 2100 3,7 à 8,6 GtC/an quand on tenait compte des seuls effets de fertilisation par le CO_2, et 0,3 à 6,6 GtC/an lorsque les rétroactions associées au changement climatique ont aussi été prises en considération. Tous les modèles prévoient une saturation de la fertilisation des écosystèmes par le CO_2 d'ici 2030, et plusieurs montrent déjà un déclin des puits d'ici 2050. Cet état de choses implique qu'une augmentation rapide des concentrations atmosphériques de CO_2 et, donc, l'accélération du réchauffement climatique, seraient susceptibles de réduire la fraction des émissions anthropiques absorbée par les puits terrestres.[29]

Des expériences menées récemment sur diverses espèces de végétaux (notamment le copalme d'Amérique et le pin à encens) exposées à de fortes concentrations de CO_2 donnent à penser que même les plages d'incertitude ci-dessus pourraient constituer une sous-estimation. À titre d'exemple, la fertilisation par le CO_2 a eu pour résultat d'accroître la fécondité du pin à encens, lui conférant ainsi un avantage sur les espèces réagissant moins au changement. Par contre, si les expériences sur le copalme d'Amérique et le pin à encens montraient un accroissement initial de la capacité de puits grâce aux effets de la fertilisation, l'intensification de l'oxydation par les racines et/ou la litière désamorçait cet effet au bout de quelques années. Qui plus est, l'amélioration de la croissance par des concentrations accrues de CO_2 pourrait ne pas être durable chez de nombreuses espèces. Il faut également noter que les études pourraient être faussées parce qu'on a négligé de prendre en considération que, dans la canopée, certains écosystèmes naturels connaissent déjà des concentrations de CO_2 élevées dans les conditions atmosphériques actuelles. De la même façon, il est probable que les rétroactions climatiques mettant en jeu les réserves de nutriments dans le sol et le renouvellement rapide du carbone dans la litière végétale des forêts et des prairies s'amenuisent avec le temps à cause de processus d'acclimatation. Par conséquent, il se pourrait que les effets terrestres de la fertilisation par le CO_2 et les rétroactions climatiques aient été surestimées. Des études portant sur des périodes de temps plus longues seront nécessaires pour déterminer comment ces rétroactions systémiques évolueront à une échelle décennale.[30-39]

Les simulations effectuées avec des modèles de l'océan laissent penser que l'effet tampon dû à la chimie des carbonates dans les couches supérieures de l'océan tend à diminuer l'absorption de CO_2 à partir de l'atmosphère à mesure que les concentrations atmosphériques de ce gaz augmentent, ce qui réduit la capacité du puits océaniques et accélère la hausse des concentrations de CO_2 dans l'atmosphère. Qui plus est, les changements du climat de l'océan et une stratification océanique accrue de l'océan pourraient faire déplacer la production biologique marine vers le nord, mais baisser la production marine exportée. Par contre, la réduction de la couverture de glace sur les océans polaires est susceptible de faire diminuer la stabilité des eaux de surface dans certaines régions, et ainsi de favoriser l'absorption de carbone.[40-41]

D'après certains enregistrements paléoclimatiques, les océans interviendraient de façon importante dans les variations de très grande amplitude des concentrations atmosphériques de CO_2 à l'échelle millénaire. De nouvelles données haute résolution tirées de carottes de glace prélevées dans l'Antarctique indiquent que la hausse de 76 ppmv dans les concentrations enregistrée sur 6 000 ans pendant la dernière déglaciation s'est produite en étroit parallèle avec une fluctuation des températures en Antarctique, ce qui concorde avec un dégazage substantiel de l'océan Austral.[42]

2.2 Autres gaz à effet de serre

2.2.1 Méthane

Les concentrations de méthane dans l'atmosphère n'ont augmenté que 3 ppb/an environ pendant la plus grande partie des années 1990, une croissance considérablement plus lente que celle observée les décennies précédentes. Ce ralentissement pourrait s'expliquer entre autres par un effet de l'élévation des températures sur la chimie de l'atmosphère, qui tendrait à accroître les concentrations de radicaux OH. À son tour, cette hausse accélère l'oxydation du méthane, créant par là une rétroaction négative sur le climat. La chute phénoménale des émissions de méthane produites par la Russie pourrait rapprocher davantage le bilan du méthane de l'équilibre. Cependant, le taux de croissance des concentrations de méthane continue de varier considérablement d'une année sur l'autre. Par exemple, pendant l'intense épisode El Niño de 1998, les concentrations de méthane ont brusquement augmenté de 12,7 ppbv, probablement à cause de la hausse des émissions en provenance des milieux humides et de la fréquence accrue des incendies de forêt dans la zone boréale. En 1999, la vitesse de

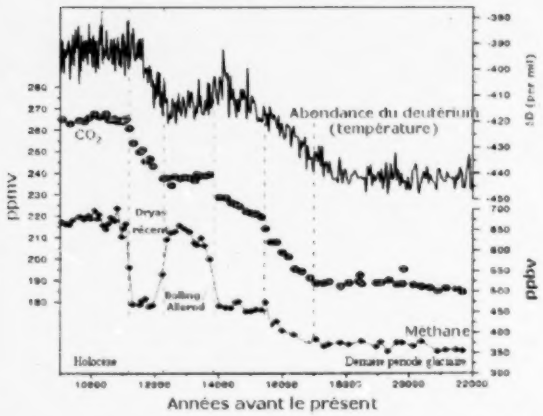

Figure1. Données de carottes de glace du Groenland sur les tendances des températures locales et sur les concentrations de CO_2 et de méthane pendant l'interglaciaire entre le dernier maximum glaciaire et le début de l'Holocène. Les variations de la température et du CO_2 montrent une forte corrélation ($r = 0,85$), sans décalage temporel statistiquement significatif entre les changements de la température locale et ceux des concentrations de CO_2. L'enregistrement pour le méthane montre des indications d'un impact significatif des fluctuations du climat régional sur les concentrations. D'après Monnin et al., réf. #42.

croissance des concentrations s'est modérée; en 2000, ces dernières ont même diminué de presque 1 ppb, une première en près de trois décennies d'enregistrement des données[8,43-44]

Pour la plupart, les milieux humides sont à la fois des puits de carbone nets et des sources nettes de méthane. Si l'on intègre, sur cent ans, le potentiel de réchauffement du globe (PRG) associé au méthane, ces effets antagonistes sur le forçage radiatif semblent créer un puits net « d'équivalent CO_2 » dans les milieux humides subtropicaux, et s'annuler dans les milieux humides des régions nordiques. Cependant, si on applique le PRG du méthane sur 500 ans, les milieux humides des latitudes tant subtropicales que nordiques deviennent des puits nets. Dans des régions telles que la Nouvelle-Écosse, le rôle des milieux humides pourrait changer dans l'hypothèse d'un climat où les concentrations de CO_2 auraient doublé, ceci parce que les changements de la profondeur des nappes d'eau souterraines et de la température pourraient faire plus que doubler les émissions de méthane et accroître de façon significative la respiration de CO_2 par rapport à la situation actuelle.[44-45]

Pendant la dernière déglaciation, les concentrations atmosphériques de méthane ont crû rapidement, suivant étroitement les changements de la température et des concentrations de CO_2. Cependant, certains éléments des carottes de sédiments prélevées dans le plateau continental du Groenland révèlent trois épisodes d'appauvrissement en ^{13}C. Ces phénomènes pourraient être reliés à une violente libération de méthane par des hydrates de gaz du plancher océanique déstabilisés par la baisse de pression due au retrait de l'inlandsis du Groenland de la plate-forme continentale.[42,46]

2.2.2 Hémioxyde d'azote

Les concentrations de N_2O ont atteint 316 ppbv en 2001, ce qui représente une hausse de 0,2 % par rapport à l'année précédente. Une meilleure analyse des carottes de glace a révélé que les concentrations de ce gaz, pendant la période préindustrielle du présent interglaciaire et pendant les interglaciaires précédents, étaient d'environ 266 ppbv et 269 ppbv, respectivement, et qu'elles étaient descendues à 190 ppbv au cours de la glaciation survenue entre les deux. Les données montrent également deux pics correspondant à des concentrations élevées de N_2O pendant cet épisode glaciaire, mais ceux-ci semblent être attribuables à une production in situ de ce gaz dans l'inlandsis.[8,47]

2.2.3 Ozone troposphérique

Des études effectuées récemment avec des modèles de la chimie de l'ozone montrent que, antérieurement à la révolution industrielle, les concentrations d'ozone troposphérique pourraient avoir été considérablement plus faibles que ne le laissaient croire les études précédentes. Cela implique qu'on pourrait avoir sous-estimé l'ampleur du forçage radiatif lié à l'ozone pendant le dernier siècle. D'un autre côté, il est possible que les projections quant à l'élévation future des quantités d'ozone soient exagérées si les rétroactions négatives entre le réchauffement du climat et les concentrations de radicaux OH ont été mal prises en compte. En effet, dans certaines régions, ces rétroactions pourraient ralentir la hausse des concentrations d'ozone troposphérique de plus de 50 %.[44,48]

2.3 Aérosols

On a relevé divers types d'aérosols possédant une grande capacité à modifier le flux radiatif à l'échelle planétaire. La version améliorée des inventaires d'émissions de soufre indiquent que les rejets anthropiques ont été d'environ 72 millions de tonnes en 1990 pour l'ensemble de la planète, dont quelque 80 % proviennent de la combustion du charbon et du pétrole. En Europe et en Amérique du Nord, les émissions de soufre sont en baisse mais, en Asie, elles connaissent une augmentation considérable; par conséquent, au cours des dernières décennies, les rejets de soufre sont demeurés relativement constants à l'échelle mondiale. Les activités agricoles et industrielles locales sont une cause importante de l'augmentation rapide du degré de pollution atmosphérique dans le sud et le sud-est de l'Asie (en particulier pendant la mousson d'hiver), puisqu'elles rejettent de grandes quantités de soufre et de particules de suie, réduisant ainsi la capacité d'oxydation de l'atmosphère. Dans cette partie du monde, les effets de ces émissions sur les concentrations de méthane et d'ozone sont très différents de ceux que l'on observe en Europe et en Amérique du Nord. Les mesures satellitaires de la

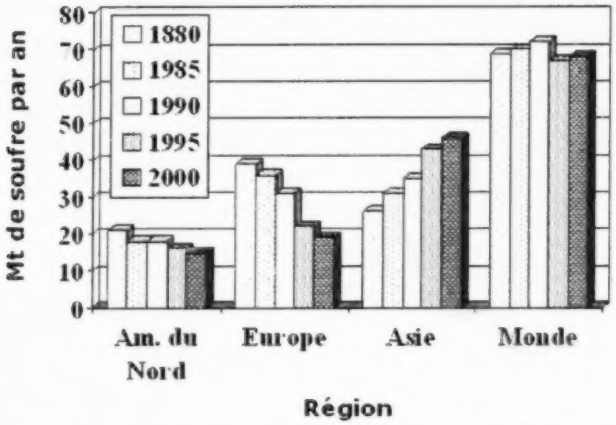

Figure 2. Les émissions mondiales estimatives de dioxyde de soufre dues aux activités industrielles, en millions de tonnes (Mt) de soufre par an, sont restées relativement stables dans les deux dernières décennies. Cependant, la distribution des émissions a changé de façon spectaculaire. Celles des régions d'Asie ont augmenté de 77 %, et celles de l'Europe et de l'Amérique du Nord ont baissé respectivement de 51 % et 29 %. D'après Smith et al., réf #50.

radiance solaire diffusée (indicateur des concentrations d'aérosols fins) laissent penser que la combustion de la biomasse pourrait constituer une autre importante source anthropique d'aérosols sur le globe. L'effet dans le temps de telles modifications dans la distribution régionale des concentrations d'aérosols sur les flux radiatifs planétaires devrait être pris en compte dans les études d'attribution du changement climatique.[49-51]

3.0 FORÇAGE RADIATIF

3.1 Gaz à effet de serre

La vitesse de croissance du forçage lié aux gaz à effet de serre a atteint un sommet, autour de 1980, de presque 5 W/m^2/siècle; cependant, l'application de mesures efficaces pour réduire les émissions de CFC a ramené ce taux d'augmentation autour de 3 W/m^2/siècle.[52]

L'analyse des mesures satellitaires du rayonnement sortant longues ondes enregistrées depuis trois décennies a permis de déceler une diminution de celui-ci aux bandes d'absorption principales de différents gaz à effet de serre, ce qui constitue la première preuve directe de l'accroissement de l'effet de serre.[53]

Des simulations par modèles ainsi que certaines observations fournissent des indices de l'augmentation du contenu en vapeur d'eau de la stratosphère moyenne, probablement en réponse au réchauffement de la troposphère. Les mécanismes de la haute troposphère-basse stratosphère faisant intervenir la chimie de l'ozone pourraient également expliquer en partie cette hausse. Cette rétroaction positive du changement climatique pourrait être responsable de presque un quart de l'accroissement net du forçage radiatif des gaz à effet de serre bien mélangés que l'on connaît depuis deux décennies. L'augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans la stratosphère a également eu un rôle à jouer dans le refroidissement de cette couche et, par conséquent, dans l'appauvrissement de la couche d'ozone.[54-57]

D'après de récentes études par modèles basées sur des concentrations revues d'ozone troposphérique pour la période préindustrielle, le forçage lié à l'ozone serait de l'ordre de 0,72-0,80 W/m^2, valeur largement supérieure aux estimations précédentes. Cependant, les relations entre les variations des concentrations d'ozone et les émissions de précurseurs de l'ozone sont tributaires de divers facteurs spatiaux et temporels; elles sont donc complexes, et il demeure difficile de les agréger à l'échelle mondiale. Bien que certaines études aient laissé supposé que les modèles intégrant la chimie et le transport pouvaient permettre de lever ces difficultés et, par conséquent, d'inclure ces émissions dans le Protocole de Kyoto, d'autres rejettent résolument cette hypothèse.[47,58-59]

De nouvelles estimations du forçage radiatif lié aux traînées de condensation produites par les aéronefs prenant en compte l'effet compensateur de ces traînées sur le rayonnement solaire incident concluent à un effet net de faible ampleur, en moyenne d'environ 0,01 W/m^2, ce qui est de beaucoup inférieur aux valeurs obtenues d'autres études.[60]

3.2 Aérosols anthropiques

D'après de nouvelles estimations du forçage radiatif actuel induit par les émissions anthropiques d'aérosols sulfatés, estimations issues de modèles détaillés, on peut supposer des effets de refroidissement directs de –0,3 à –0,5 W/m^2, et des effets indirects de –1,5 à –3 W/m^2. Ces derniers sont attribuables, à parts presque égales, aux changements de la taille des gouttelettes de nuage et à l'accroissement du contenu en eau liquide des nuages. Des études effectuées à l'aide de modèles de circulation générale soulignent que ces effets indirects sont concentrés dans l'hémisphère Nord et que les rétroactions des glaces de mer l'amplifient. Les estimations faites à partir de plusieurs mois de données satellitaires corroborent l'existence d'un lien étroit entre l'épaisseur optique des nuages et les concentrations d'aérosols passé un certain seuil, mais ne confirment rien au sujet de la valeur du contenu en eau liquide des nuages. Ces données prédisent un forçage radiatif net, au-dessus des océans, situé entre –0,7 et –1,7 W/m^2 pour une hausse de 15 à 40 % des concentrations d'aérosols.[61-65]

Le forçage radiatif lié à l'accroissement des concentrations de carbone noir dépend dans une large mesure de l'interaction et de la coagulation de celui-ci avec d'autres aérosols mais, à l'échelle de la planète, il pourrait excéder le forçage lié au

méthane. Les observations faites dans le cadre d'INDOEX au-dessus du sud et du sud-est de l'Asie indiquent également que le réchauffement local de l'air causé par les particules de suie peut induire un accroissement de l'évaporation des gouttelettes de nuage et, ainsi, modifier le comportement des nuages. Cependant, si cet effet peut être significatif à l'échelle hémisphérique, il n'est probablement pas suffisant pour compenser complètement les effets négatifs dominants des aérosols sur la durée de vie et l'albédo des nuages. Il reste beaucoup de travail à faire pour réduire les incertitudes dans ce domaine; il s'agit notamment d'améliorer l'évaluation de la distribution planétaire des émissions de carbone noir et la modélisation de la chimie des particules de suie dans l'atmosphère.[66-68]

Même si les répercussions locales de la variation des concentrations d'aérosols peuvent être significatives, les effets nets, à l'échelle mondiale, de toutes les fluctuations des divers aérosols troposphériques, de source naturelle ou anthropique, pourraient être beaucoup plus faibles, ceci parce que nombre des effets, pris individuellement, se neutralisent, et que la présence de nuages peut en atténuer certains. Une étude effectuée avec un modèle où l'ensemble des effets directs étaient pris en compte semble indiquer un refroidissement net, pendant le dernier siècle, de seulement –0,12 W/m^2, valeur bien inférieure aux hypothèses habituelles.[69]

3.3 Aérosols d'origine naturelle

Les tempêtes de sable sahariennes, bien que sporadiques, peuvent aussi avoir une incidence considérable sur le flux radiatif à l'échelle locale. D'après les observations, ces événements peuvent réduire le flux radiatif net à court terme, au-dessus des océans, de 10 W/m^2, et de moitié moins au-dessus des terres.[70]

3.4 Soleil

Le forçage solaire a connu des variations nettes de l'ordre de +0,5 à 0,7 W/m^2 au cours des derniers siècles. On s'attend à ce que ce forçage à long terme diminue lentement durant les prochaines décennies. Parallèlement, le cycle de 11 ans des taches solaires, responsable d'une variabilité décennale du forçage solaire de ±0,1 W/m^2, semble produire une réponse climatique concordant avec une sensibilité du système climatique se situant entre 0,3 et 0,8 °C/W/m^2. Au cours des décennies à venir, ce cycle devrait atteindre des minimums en 2006 et 2016, et culminer autour de 2010.[71-73]

Selon des indicateurs indirects de l'activité solaire durant les 11 000 ans passés, on peut conclure que l'éclairement énergétique du Soleil connaît des cycles de 1 500 ans et de 205 ans, d'amplitude relativement faible. Le premier type de cycle pourrait induire de manière indirecte des changements importants dans la circulation nord-atlantique, et ainsi en accroître les effets sur le climat. À une échelle centennale plus courte, les rétroactions de l'ONA-OA sur l'atmosphère pourraient constituer la principale rétroaction amplificatrice du forçage solaire, en particulier à l'échelle régionale.[74-77]

4.0 MODÉLISATION DU CLIMAT

4.1 Processus du climat

4.1.1 Processus en jeu dans l'atmosphère

Les simulations des MCG montrent que la plus forte rétroaction du système climatique aux forçages est celle de la vapeur d'eau, suivie par les nuages et l'albédo de la surface. Les rétroactions des nuages, cependant, font intervenir des processus différents, qui sont de signe opposé et donc se compensent largement. Par conséquent, la rétroaction nette des nuages pourrait en fait être très petite.[78]

Bien que les émissions humaines puissent avoir une influence directe significative sur la composition chimique de l'atmosphère, les effets indirects du changement climatique peuvent aussi causer d'importantes rétroactions sur la chimie de l'atmosphère. Une étude effectuée avec le MCG de Hambourg, par exemple, suggère que les changements de la température et de l'humidité de l'atmosphère auront des rétroactions majeures sur l'abondance atmosphérique des NO_X et de l'ozone. La concentration d'ozone a tendance à baisser dans la troposphère et à augmenter dans la stratosphère, par rapport à une atmosphère sans changement climatique. Ces changements peuvent être plus importants que ceux dus aux émissions directes. On prévoit aussi que des climats plus chauds feront croître les échanges de masses d'air entre la troposphère et la stratosphère. Il s'ensuivra une accélération de l'entrée et la destruction des CFC dans la stratosphère, ce qui en réduira le temps de séjour dans l'atmosphère et raccourcira le délai de rétablissement de la couche d'ozone.[79-80]

4.1.2 Processus en jeu sur les terres

Tant les données d'observation que les modèles indiquent que la variabilité saisonnière de la couverture de neige sur l'hémisphère Nord est fortement corrélée à des anomalies de la circulation atmosphérique aux latitudes moyennes.[81]

Divers schémas de paramétrisation des surfaces des terres ont été développés pour représenter les interactions atmosphère-végétation-terres dans les MCG. Le schéma canadien, appelé CLASS, a été comparé aux observations et à d'autres modèles lors de la phase 2 du Projet de comparaison des modèles de l'atmosphère (AMIP2) pour déterminer sa capacité à simuler avec précision les processus hydrologiques de surface dans trois grands bassins hydrographiques de Russie. Il s'est bien comporté pour un certain nombre d'aspects de l'hydrologie des bassins, mais sous-estimait le ruissellement et surestimait les teneurs en humidité du sol. Lorsqu'on a testé le même modèle sur les forêts de feuillus boréales canadiennes pour simuler les processus physiologiques, il a réussi à expliquer 80 % des

fluctuations du CO_2 observées, et bien simulé la productivité primaire brute. Il a aussi confirmé que nombre des variables qui interviennent sont très sensibles aux variations du climat. Des tests similaires menés avec le modèle IBIS de la biosphère sur les forêts boréales du Canada montrent des résultats généralement bons, et suggèrent qu'il est important d'inclure une épaisse couche de sol organique pour bien simuler les flux d'humidité du sol liés aux processus de dégel dans les paysages nordiques.[82-84]

Les interactions végétation-climat peuvent aussi induire d'importants rétroactions locales, voire planétaires. Les simulations effectuées avec un modèle global végétation-climat suggèrent la présence d'importantes rétroactions régionales aux limites nord et sud des écotones de forêt boréale, qui sont dues aux effets d'albédo des changements des types de végétation. D'autres études faisant intervenir les impacts du changement de la couverture des terres arrivent à des conclusions semblables, surtout pour les latitudes moyennes à élevées, où la couverture nivale saisonnière amplifie ces rétroactions. Par exemple, le déboisement survenu en Europe dans les derniers millénaires semble avoir eu pour conséquence des printemps plus secs et plus chauds, et des étés plus humides et plus frais dans la région méditerranéenne. Par contraste, l'effet du déboisement sous les tropiques sur la libération de CO_2 semble avoir plus influé sur le climat que le changement d'albédo associé. Ces rétroactions peuvent aussi être très sensibles à la vitesse du changement climatique. Par exemple, les écosystèmes qui réagissent lentement au changement climatique sont plus susceptibles de se transformer à terme de puits en sources de CO_2 atmosphérique si le changement climatique est rapide que s'il est lent. Les efforts visant à ralentir le réchauffement planétaire pourraient donc être doublement rentables.[29,85-87]

Les changements de la végétation tropicale peuvent aussi avoir de fortes incidences sur les processus hydrologiques locaux, mais des changements concurrents de la circulation à grande échelle peuvent rendre ces rétroactions climat-végétation plus difficiles à prédire. Par exemple, dans la forêt pluviale d'Amazonie, le défrichement des dernières décennies a fait augmenter les précipitations locales, à cause de changements connexes dans les régimes de la circulation atmosphérique. Cet effet régional fait plus que compenser les tendances prévues à un assèchement à méso-échelle en raison de la réponse du cycle hydrologique local. Cependant, l'élimination de toute la forêt de la région pourrait faire baisser sa pluviométrie de plus de 300 mm/an. Un défrichement similaire en Asie du Sud-Est entraînerait aussi une baisse des précipitations, mais d'environ la moitié. La réduction de l'évapotranspiration qui s'ensuit ajoute aux effets locaux des changements des températures planétaires sur le climat, et contribue donc à des changements de la circulation à grande échelle. Les impacts climatiques s'étendent ainsi bien au-delà des régions déboisées. Comme ces impacts semblent persister sous des climats plus chauds, ils peuvent modifier significativement les modélisations du changement climatique dû au forçage des gaz à effet de serre, et devraient donc être inclus dans les projections du climat futur.[88-91]

La plupart des modèles de la végétation incluent maintenant un important effet de rétroaction de la fertilisation par le CO_2. Cependant, on a de nouvelles indications que cet effet pourrait être exagéré, puisqu'au moins certains écosystèmes semblent rapidement recycler vers l'atmosphère une grande partie du supplément de carbone absorbé.[32]

4.1.3 Processus en jeu dans les océans

La redistribution de la salinité et la réponse non linéaire de l'état de l'océan sont deux processus par lesquels les océans pourraient conserver les mécanismes de transport de chaleur nécessaires pour maintenir un gradient thermique nord-sud réduit dans des climats plus chauds.[92]

Les simulations des modèles couplés du climat suggèrent que le climat planétaire peut présenter une oscillation naturelle entre deux états océaniques quasi stationnaires, sur des échelles de temps très longues, de l'ordre de 13 000 ans. Des changements catastrophiques du taux de renouvellement dans l'océan Austral peuvent causer des passages rapides d'un de ces états à l'autre. Il est d'ailleurs survenu au cours du dernier millénaire des changements de ce genre dans la formation d'eau profonde dans l'océan Austral, qui peuvent induire d'importantes modifications de la circulation océanique planétaire et des effets de bascule opposés dans la circulation hémisphérique. Les processus de formation et de fonte de la glace de mer modifient la salinité et donc le renouvellement des eaux sous-jacentes à la glace, et pourraient aussi contribuer pour beaucoup à l'apport d'eau douce dans les océans. Ils semblent un élément critique dans le maintien de la stabilité de l'état entre les fluctuations plurimillénaires du climat, et contribuent à sa variabilité aux échelles temporelles plus courtes. Les variations du flux et de la fonte de la glace de mer sont aussi des facteurs de première importance dans la variabilité interannuelle et interdécennale du système de circulation thermohaline des océans. Les modélisations indiquent que des erreurs de seulement ±7 % dans l'estimation des concentrations de glace peuvent affecter les simulations des climats régionaux de plus de 6 °C. C'est pourquoi il est important de paramétriser avec exactitude les caractéristiques et le comportement de la glace de mer pour obtenir des modélisations efficaces des climats de référence et de la sensibilité au changement, surtout à l'échelle régionale. Des études paléoclimatologiques peuvent aider à trouver les données nécessaires pour améliorer la paramétrisation de ces variables de la glace.[93-98]

4.2 Développement/validation des modèles

Parmi les récents avancements des modèles couplés du climat figurent entre autres des améliorations des schémas de la surface des terres, des éléments liés à l'atmosphère moyenne et

supérieure, et de l'intégration de la chimie de l'atmosphère. Ces améliorations peuvent introduire des différences considérables dans les caractéristiques régionales des simulations du climat, comme le montre la comparaison entre les simulations effectuées avec le modèle HadCM2 et avec le HadCM3. Certains modèles, dont le modèle communautaire du système climatique du NCAR, peuvent dorénavant maintenir des climats de référence stables sans ajustements de flux.[99-101]

L'inclusion de la dynamique de la glace de mer dans le modèle couplé HadCM2 a amélioré la distribution de la glace dans la passe de contrôle, et réduit de 15 % la sensibilité du modèle à un doublement du CO_2. Des études du comportement dynamique-thermodynamique de la glace de mer montrent aussi une meilleure simulation des climats de l'Arctique lorsqu'on utilise une formulation lagrangienne plutôt qu'eulérienne de la distribution de l'épaisseur de la glace.[102-103]

Une intercomparaison entre les observations et les simulations du climat de référence réalisées avec 15 modèles couplés du climat indique que la présente génération de modèles couplés reproduit très bien, quoiqu'à des degrés divers, les principales caractéristiques du système climatique. Aucun modèle ne semble supérieur aux autres dans tous les aspects de la simulation du climat, et les modèles à ajustement de flux ont généralement (mais pas toujours) une meilleure performance que ceux sans ajustement. La plupart des modèles sous-estiment encore le flux incident de rayonnement de grande longueur d'onde, estimé à 344 W/m^2 à l'échelle planétaire. Cette sous-estimation est généralement plus prononcée dans les climats froids et secs que dans les régions plus tropicales (ce qui induit un gradient méridien anormal du flux) et semble due au fait que les codes de rayonnement traitent de façon insatisfaisante le rayonnement IR incident dans une atmosphère sans nuage. La plupart des modèles utilisent aussi une topographie inexacte de l'Antarctique, ce qui semble causer des biais systématiques dans leurs simulations du bilan massique de surface de la région.[104-106]

De récentes simulations des climats du dernier siècle réalisées avec la version 2 du modèle couplé canadien du climat (utilisant un meilleur mélange océanique) montrent une baisse de l'asymétrie dans les taux de réchauffement hémisphériques par rapport à la plupart des autres modélisations. Ces résultats se rapprochent des observations, et suggèrent que les deux hémisphères se sont réchauffés à des vitesses similaires.[107]

Des simulations du climat du dernier maximum glaciaire réalisées avec 17 modèles différents du climat (surtout des MCG) montrent en général une bonne concordance avec les paléo-enregistrements pour la plupart des régions d'Eurasie, bien que le sud-ouest de l'Europe soit généralement trop chaud et trop humide, et l'ouest de la Sibérie trop froid, surtout en été. Des simulations connexes effectuées avec le modèle couplé HadCM3 ont montré une intensification transitoire de la circulation thermohaline au cours de la période glaciaire, qui a causé un réchauffement anormal de l'Atlantique Nord. Ce réchauffement régional n'est certes pas visible dans les paléo-enregistrements, mais cela peut être dû à leur résolution temporelle insuffisante. Des simulations plurimillénaires du climat de référence faites à l'aide du modèle couplé du climat du GFDL ont aussi généré un épisode pluridécennal soudain de refroidissement, semblable à celui inféré des enregistrements paléoclimatologiques. Cet événement d'origine naturelle a été déclenché par une interruption de la convection océanique dans l'Atlantique Nord, elle-même due à l'arrivée dans la région d'eaux légères poussées par le vent.[108-110]

4.3 Résultats des modèles

Les simulations menées récemment avec des modèles du climat continuent de donner une gamme de projections des taux futurs de réchauffement planétaire. Les simulations d'ensembles avec le modèle couplé du climat sans ajustement de flux du NCAR, par exemple, indiquent un réchauffement de 1,9 °C d'ici 2100 (soit nettement moins que la plupart des autres). Cette situation s'accompagne d'une baisse de l'amplitude quotidienne des températures et d'une faible augmentation (3 %) des précipitations planétaires moyennes. Cependant, de fortes augmentations des précipitations sont projetées pour les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord et certaines autres régions. Si les concentrations de CO_2 se stabilisaient à 550 ppmv, le réchauffement planétaire ne serait que de 1,4 °C d'ici 2100. Le modèle allemand ECHAM simule une réponse du climat plus rapide, d'environ 1,4 °C après ~60 ans (réponse transitoire au moment du doublement du CO_2), et 3,8 °C après ~120 ans (~4 x CO_2), avec des réponses à l'équilibre de 2,6 °C et 4,8 °C, respectivement. Ce décalage entre l'augmentation du CO_2 et la pleine réponse du climat signifie aussi que les forçages passés imposent déjà un réchauffement supplémentaire du système climatique de 1 °C, en plus du réchauffement de 0,6 °C déjà survenu. Le décalage est actuellement de l'ordre de 20 ans, mais il s'accroîtra à mesure que l'intensité des forçages augmentera. Lorsque les climats s'approchent de nouveaux équilibres, les asymétries de la réponse hémisphérique transitoire aux forçages disparaissent. Cependant, la plupart des modélisations du climat n'ont pas encore pris en compte l'éventuelle rétroaction positive d'une réduction de l'absorption du carbone par les terres et les océans dans un climat plus chaud, ce qui pourrait accroître de quelque 15 % la hausse des températures planétaires.[52,100,111-116]

Les simulations suggèrent aussi une baisse de 20 à 30 % de l'intensité du système de circulation thermohaline au cours du prochain siècle. Cette réduction est relativement moindre que ne l'indiquaient des études antérieures, ce qui semble dû aux influences compensatrices d'une baisse de la densité causée par le réchauffement des eaux de surface et d'une augmentation de la densité liée à la salinité. La plupart des études donnent à

penser que la formation d'eau profonde nord-atlantique au sein de ce système, dont on projette un ralentissement, se rétablira une fois que le climat aura atteint l'équilibre. Cependant, la subsidence qui se produit dans l'océan Austral pourrait stopper complètement en cas de triplement des concentrations de CO_2 et ne pas se rétablir de tout le millénaire suivant. La réponse de l'océan Austral se trouve compliquée par les rétroactions de la glace de mer. Celles-ci peuvent au départ atténuer le réchauffement en surface dans la région mais, si les changements de la circulation accentuent le transport d'eau tropicales chaudes vers la région (comme le suggèrent certains modèles), il pourrait y avoir une accélération du réchauffement et du recul de la glace jusqu'après 2100.[111,112,114,117-120]

Avec des climats plus chauds, il devrait aussi y avoir des changements de la fréquence de divers types de régimes météorologiques récurrents, et un affaiblissement général de la circulation atmosphérique. Il pourrait s'ensuivre un ralentissement des processus de transport atmosphérique, du mélange et des échanges entre hémisphères, ce qui modifierait la fréquence des régimes récurrents de circulation. Unrenforcement des vents zonaux moyens dans la haute atmosphère des basses latitudes et un affaiblissement des vents d'est régionaux peuvent aussi augmenter significativement la quantité de mouvement angulaire de l'atmosphère, entraînant un léger allongement des jours.[121-123]

Une grande partie du changement des températures de la troposphère pourrait se manifester sous la forme de changements du comportement de régimes de circulation tels que les oscillations nord-atlantique/arctique (ONA/OA) et l'oscillation antarctique (OAA). Les processus non linéaires en jeu semble inclure des rétroactions stratosphériques faisant intervenir des ondes planétaires, qui ont peut-être déjà contribué aux changements de l'OA survenus depuis quelques dizaines d'années. Une réduction de la superficie de la glace de mer dans l'océan Austral entraînera aussi des changements régionaux dans les régimes de pression, qui feront augmenter les vents et l'activité cyclonique dans la région. Cependant, cet état de choses peut aussi faire diminuer les vents atmosphériques et l'activité des tempêtes aux latitudes moyennes de l'hémisphère Sud. Certains modèles suggèrent pourtant que les réductions de la glace de mer pourraient être très faibles au moment du doublement du CO_2. Une étude suggère que la variabilité interdécennale du climat pourrait augmenter dans les régions tropicales (dont une accentuation des cycles ENSO due à celle des épisodes La Niña), mais diminuer aux latitudes élevées. C'est l'inverse qui est projeté aux échelles temporelles interannuelles.[124-129]

Pour l'Europe, une simulation par MCR de climats plus chauds projette une augmentation des précipitations sur le nord de l'Europe, et une diminution dans le sud. L'intensité des épisodes de pluie montre toutefois une augmentation sur la plus grande partie de la région.[130]

L'expansion thermique des océans a probablement accéléré l'élévation du niveau de la mer au cours du dernier siècle. Selon le scénario de forçage IS92a, ce facteur pourrait à lui seul ajouter de 20 à 37 cm à l'élévation d'ici 2100. Cette élévation projetée présente une forte variance spatiale: dans certaines régions, elle pourrait être du double; dans d'autres, elle serait très faible.[131]

La plage d'incertitude dans les projections des modèles reste importante, malgré des améliorations majeures de la compréhension du système climatique. Elle souligne la complexité, souvent sous-estimée, du système climatique. On semble discerner une certaine amélioration de la concordance entre les modèles pour nombre d'aspects du changement climatique d'échelle inférieure au continent, mais il faut garder à l'esprit qu'elle peut être due à des erreurs systématiques de paramétrisation, qui seraient communes à tous les modèles. Un certain nombre d'études ont examiné des façons, recourant aux statistiques de probabilité, de mieux quantifier l'incertitude qui persiste dans les projections des modèles. Les partisans de ces statistiques avancent qu'elles pourraient aider à limiter les utilisations partiales des résultats des modèles faites en privilégiant certains scénarios climatiques pour des raisons de politiques. Une de ces tentatives de quantification des probabilités suggère une probabilité médiane d'un réchauffement planétaire moyen en surface de 2,5 °C d'ici 2100, avec un intervalle de probabilité de 95 % de 0,9 à 4,8 °C. Une autre projette une plage de probabilité de 90 % de 1,7 à 4,9 °C, avec une projection médiane de taux de réchauffement proches de 3 °C sur le prochain siècle. Cependant, d'autres sont d'avis que ces statistiques de probabilité sont inadéquates et induisent en erreur, puisqu'elles ne peuvent pas être appliquées aux sciences sociales inhérentes aux projections des émissions futures.[132-141]

5.0 TENDANCES DU CLIMAT

5.1 Climats antérieurs à l'époque industrielle

5.1.1 Climats glaciaires et interglaciaires

Le doute persiste sur le rôle du CO_2 comme agent de changement climatique aux très longues échelles de temps (millions d'années). À ces échelles, des facteurs d'évolution lente, comme la dérive des continents, le forçage solaire et la dynamique des inlandsis, peuvent être dominants sur de très longues périodes. On a noté des écarts dans les corrélations CO_2-climat pour le milieu du Mésozoïque, soit ~150 à 180 millions d'années avant le présent (MaBP), et pour les périodes chaudes survenues ~54-60 MaBP et 14-18 MaBP. Cependant, des études récentes suggèrent que le CO_2 et le climat sont bien corrélés, du moins pour les 300 derniers millions d'années, le forçage du CO_2 pouvant expliquer au moins un tiers de la variabilité du climat sur les 10 derniers millions d'années. De plus, ces écarts pourraient n'être que des artefacts dus à des problèmes de conservation et de résolution des carottes de sédiments, et donc ne correspondre à rien dans la réalité.[142-148]

Pour les 400 000 dernières années, des enregistrements mis à jour de la carotte de glace de Vostok montrent un fort coefficient de corrélation (0,84 à 0,89) entre les concentrations de CO_2 et la température de l'air dans l'Antarctique. On a aussi des indications de changements concomitants dans ces enregistrements au début de chacune des quatre dernières déglaciations. Les changements de la température et du volume de la glace dans l'hémisphère Nord suivent avec un retard de plusieurs milliers d'années. Les carottes de sédiments océaniques montrent des indications similaires. Cet état de choses donne à penser que les importantes sautes glaciaire-interglaciaire ont probablement été déclenchées par un forçage solaire externe, mais que ce forçage relativement faible a été significativement amplifié par les rétroactions des océans et de la végétation, et par des changements connexes des concentrations atmosphériques de CO_2. Les rétroactions du climat semblent jouer un rôle important dans le processus subséquent de dégradation des inlandsis.[149-154]

L'on a des indications que le dernier interglaciaire (l'Éémien) pourrait aussi être un bon substitut pour étudier le présent interglaciaire. De nouvelles constatations suggèrent que, dans la période glaciaire intermédiaire, les océans tropicaux ont été beaucoup plus froids au cours du dernier maximum glaciaire (plus de 3 à 4 °C de moins qu'à l'époque actuelle) que ne le donnaient à penser les précédentes études paléoclimatologiques. Alors que les régions des latitudes élevées sont restées froides pendant toute la période glaciaire, l'Atlantique Sud subtropical semble s'être réchauffé entre 25 et 41 MaBP, ce qui concorde avec le forçage solaire de l'époque. Les processus régissant ces changements planétaires et régionaux du climat semblent donc complexes. De plus, le rôle des tropiques dans les processus climatiques d'échelle planétaire a pu être sous-estimé, et celui de l'Atlantique Nord surestimé.[155-159]

Un étalonnage temporel soigneux des carottes de glace du Groenland et de l'Antarctique montre que de brusques sautes climatiques d'échelle millénaire semblent souvent se produire en phases opposées aux deux pôles. Les transitions semblent plus rapides sur le Groenland (jusqu'à 10 °C en quelques dizaines d'années) que sur l'Antarctique. Cela suggère la possibilité d'un régime de bascule du changement entre les hémisphères, lié à des processus faisant intervenir la décharge de glaces et les eaux de surface de l'Atlantique dans le Nord et à des processus de l'océan profond, plus lents, dans le Sud. Cependant, on a aussi des indications que ce régime n'est pas toujours présent. Par exemple, l'inversion froide antarctique, survenue entre 14 000 et 11 500 BP, et qui a mis fin au processus de déglaciation entamé vers ~18 000 BP, a coïncidé avec le refroidissement du Groenland pendant l'interstade Bölling-Alleröd. Les mécanismes intervenant dans les transitions chaud-froid pourraient donc être différents de ceux des transitions froid-chaud.[159-163]

Les enregistrements de coraux tropicaux suggèrent aussi que le comportement de l'ENSO pourrait avoir été plus intense au cours du dernier siècle que jamais dans les 130 000 ans précédents. Cette situation peut être due à l'atténuation du comportement de l'ENSO par les océans froids au cours de la période glaciaire et à des changements du forçage solaire précessionnel au cours de l'Holocène.[164-165]

5.1.2 Climats de l'Holocène

Le système de la circulation thermohaline de l'océan semble quelque peu similaire à une boucle d'hystérésis, qui a été large, et donc stable, au cours de la période chaude de l'Holocène, mais étroite et facilement inversée pendant la déglaciation et les périodes glaciaires plus froides précédentes. Par exemple, au début de l'Holocène, des fluctuations de la lisière sud de l'Inlandsis laurentidien, qui était en train de rétrécir, peuvent avoir entraîné des dérivations épisodiques du ruissellement de fonte continental, le faisant passer d'un écoulement vers le sud dans le bassin du Mississippi à un écoulement vers le nord et l'est dans l'Atlantique Nord, et inversement. L'effet de cette situation sur la circulation thermohaline a pu être un facteur clé des grandes oscillations climatiques de cette période. D'un autre côté, certaines de ces anomalies brutales, comme l'événement du Dryas récent, ont aussi pu être causées par une réponse de l'ENSO au forçage orbital.[166-169]

Les baleines boréales du Pacifique ont commencé à fréquenter la plus grande partie de l'Arctique canadien durant l'Holocène inférieur, mais étaient largement absentes de l'ouest de l'Arctique durant l'Holocène moyen. Cet état de choses suggère un refroidissement régional dans l'ouest par rapport à l'est, à l'inverse des conditions actuelles. Dans le sud de la Colombie-Britannique, le climat était chaud et humide pendant l'Holocène inférieur, devenant plus aride et variable à l'Holocène moyen. Par comparaison, au Yukon, les conditions chaudes de l'Holocène inférieur ont été suivies de climats plus froids dans les récents millénaires. Dans l'ouest du Québec, les feux de forêt ont doublé de fréquence dans les 2000 dernières années, ce qui suggère que le climat doux et humide de l'Holocène moyen a fait place à un climat plus sec. Donc, si le climat futur ressemble plus à celui de l'Holocène moyen, les fréquences des feux dans les forêts boréales de l'est du Canada pourraient baisser.[170-173]

Des données substitutives d'Amérique centrale et du Moyen-Orient suggèrent que ces deux régions ont régulièrement connu d'importantes périodes de sécheresse prolongée, en phase avec le cycle de 208 ans de l'irradiance solaire. On pense qu'un de ces événements a contribué à l'effondrement de la culture maya en Amérique centrale, il y a quelque 1100 à 1200 ans.[174-176]

5.1.3 Le dernier millénaire

De meilleurs enregistrements substitutifs d'échelle millénaire pour l'hémisphère Nord indiquent qu'il y eu un réchauffement significatif dans certaines régions au cours de la période appelée «petit optimum médiéval» (POM), mais on n'a pas de preuve que tout l'hémisphère ait alors connu une période chaude bien définie. Comparés aux observations, les résultats

confirment que les températures des récentes décennies sont d'environ 0,2 °C plus élevées que celles du POM, et que le réchauffement survenu au XX^{e} siècle est le plus rapide du millénaire. Toutefois, même si le comportement récent de l'ENSO est unique, au moins sur les 200 dernières années, le comportement positif de l'ONA dans les dernières décennies n'est pas nouveau.[177-181]

Des enregistrements de sel de mer dans les carottes de glace de l'île de Baffin suggèrent une réduction de la couverture glacielle dans la région de la baie de Baffin aux environs de 1900, mais un retour à des conditions glacielles plus denses dans les dernières décennies. Cela concorde avec les indications d'un refroidissement récent dans la région. En même temps, des études de trous de sondage dans des régions des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, qui concordent bien avec les données d'observation pour le dernier siècle, suggèrent un réchauffement de 1 °C dans les derniers siècles. Malgré la possibilité de biais dus aux changements d'affectation des terres et à d'autres facteurs locaux, les résultats des trous de sondage coïncident généralement avec ceux d'autres types de données substitutives et observationnelles. Ensemble, ces données indiquent qu'un réchauffement de grande échelle est survenu au XX^{e} siècle.[182-185]

Dans l'ouest du Canada, l'année la plus sèche des 4 derniers siècles a été 1937. Cependant, les sécheresses prolongées dans la région semblent regroupées en cycles pluridécennaux, et ont été plus fréquentes dans les siècles précédents.[186]

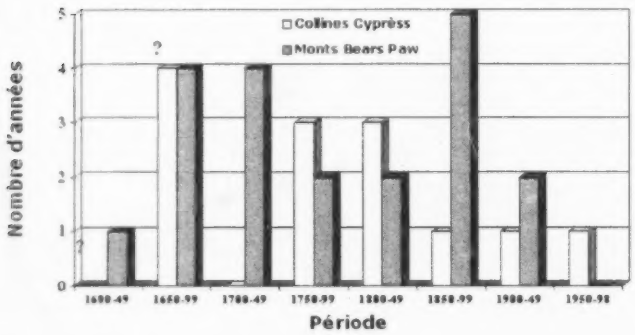

Figure 3. Estimations des fréquences d'années de sécheresses modérées à graves (Indice Palmer de gravité de la sécheresse pour juillet inférieur à –3) pour les collines Cyprès (sud-est de l'Alberta) et les monts Bears Paw (sud-ouest de la Saskatchewan), basées sur des analyses des cernes de croissance des arbres. Elles indiquent que, à ces endroits, le nombre de telles années au cours du dernier siècle a été bas par rapport aux siècles précédents. L'enregistrement pour les collines Cyprès commençant en 1682, les chiffres pour les deux premières périodes indiquées sont incomplets. D'après Sauchyn et Skinner, réf. #186.

5.2 Le climat du dernier siècle

5.2.1 Température

Une façon de réduire les biais dus à l'effet d'îlot thermique urbain est d'identifier et de retirer les stations climatologiques situées dans des régions densément peuplées, en utilisant les données sur les lumières des villes fournies par les satellites. Du fait de l'insuffisance de la couverture mondiale, les données des débuts des enregistrements historiques de la température peuvent aussi présenter des tendances biaisées, bien que les études par modélisation suggèrent que ce biais a pu conduire à sous-estimer le réchauffement dans le dernier siècle. Les biais dus au changement de méthodes d'observation ont pu être un facteur des apparentes différences dans les tendances des températures nocturnes de l'air mesurées sur l'est du Pacifique depuis 1979 par rapport aux TSM (les TSM montant plus rapidement). D'un autre côté, cette différence peut aussi être le résultat de changements dans les gradients, et dans les effets de l'ENSO et des phénomènes volcaniques, et donc bien réel.[187-189]

Des analyses améliorées des tendances planétaires suggèrent un réchauffement en surface de 0,61 ±0,16 °C depuis 1861, avec des valeurs légèrement plus élevées dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud. Quand on ajuste les données pour enlever les influences de l'ENSO et des éruptions volcaniques, les tendances résiduelles montrent pour les récentes décennies un réchauffement beaucoup plus marqué (0,25 °C/décennie) que soit dans les données non ajustées, soit dans les décennies précédentes de l'enregistrement. Les TSM des dernières dizaines d'années ont monté d'entre 0,09 et 0,14 °C/décennie. On n'a pas d'indication que le récent réchauffement soit plus élevé dans les régions où l'humidité diminue, et soit donc causé par la désertification. Les données de trous de sondage et autres données substitutives indiquent aussi d'importantes tendances régionales d'intensité similaire ou plus élevée. Dans l'intérieur de l'ouest du Canada, par exemple, elles suggèrent un réchauffement en surface de 1,6 °C depuis 1895.[183,184,185,190-193]

Le contenu thermique observé des 3 kilomètres supérieurs de l'océan mondial a augmenté environ 10 fois plus vite au cours des 50 dernières années que ceux de l'atmosphère ou de la cryosphère. On a des indications que les eaux intermédiaires de l'Atlantique se réchauffent depuis au moins 1920.[194-195]

Les données canadiennes (dont celles concernant les réserves de la biosphère) montrent pour tout le sud du Canada des tendances significatives d'échelle centennale vers une augmentation de la fréquence des journées chaudes en hiver et au printemps, un accroissement du nombre de degrés-jours de croissance, des jours sans gel et des degrés-jours de climatisation, et une diminution du nombre de degrés-jours de chauffage. Ces dernières années, ces tendances ont été renversées dans l'est du Canada. Des facteurs oscillatoires comme l'ONA ont contribué pour beaucoup à la variabilité de ces tendances. On constate des tendances similaires vers une diminution du nombre de journées froides, avec une baisse de la

variabilité à court terme des températures, aux États-Unis et en Angleterre. À bien des égards, cet état de choses suggère une tendance à l'adoucissement du climat dans ces régions.[196-199]

En Antarctique, un réchauffement prononcé de la région de la Péninsule (probablement sans précédent depuis 500 ans) a été partiellement compensé par un refroidissement dans d'autres régions, ce qui se traduit par un réchauffement d'environ 1,2 °C depuis les années 1930 pour l'ensemble des stations climatologiques. Les causes de ces différences régionales dans les tendances ne sont pas bien comprises. Elles pourraient être dues à des changements des courants océaniques et des régimes de circulation atmosphérique, et/ou aux effets modifiés du réchauffement planétaire causés par des rétroactions glace-atmosphère.[200]

5.2.2 Attribution des causes du changement des températures

Des simulations du climat sur le long terme montrent qu'il peut survenir des anomalies significatives des températures et des précipitations qui sont dues uniquement à la variabilité naturelle. Cette situation rend plus difficile de détecter les influences des divers types de forçage radiatif. De plus, malgré le manque de preuves d'un forçage solaire significatif dans les récentes décennies, la combinaison des forçages solaire et volcanique a été un facteur important des changements du climat dans le dernier siècle. Toutefois, diverses modélisations et études statistiques fournissent maintenant de bonnes indications que le signal anthropique des dernières décennies peut être détecté avec une confiance élevée. À l'intérieur de ce signal, il reste difficile de distinguer le signal du forçage par les gaz à effet de serre de celui des autres facteurs humains, parce que les effets des aérosols et l'appauvrissement de l'ozone les masquent en partie. Aussi bien le seul forçage des gaz à effet de serre que la combinaison des forçages gaz à effet de serre/aérosols peuvent expliquer les manifestations spatiales et temporelles du changement survenu depuis 50 ans, mais c'est le second cas qui donne le signal anthropique le plus fort. Environ la moitié du réchauffement dû à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre depuis 20 ans a pu être compensée par le refroidissement dû à l'appauvrissement de l'ozone. D'autres indicateurs concernant les contrastes de température terres-océan, les gradients méridiens, le contenu thermique des océans, l'ampleur des cycles saisonniers montrent généralement eux aussi depuis une quarantaine d'année des changements qui ont peu de chance d'être imputables à la variabilité naturelle, mais concordent avec les simulations des forçages anthropiques. Il y a cependant des tendances régionales, comme celles des températures des eaux intermédiaires de l'Atlantique, qui sont sans doute dues à des oscillations décennales des océans, et donc d'origine naturelle. De plus, bien que l'erreur d'échantillonnage dans les données observées semble un facteur relativement faible dans ces études d'attribution, on a des indications que leurs résultats sont sensibles aux techniques d'attribution utilisées.[194,195,201-213]

L'effet du changement d'affectation des terres sur l'albédo est un autre aspect de l'influence de l'homme sur le climat qui a pu, à l'échelle des siècles, être significatif. Cet effet peut varier selon l'endroit. Certaines études suggèrent qu'une grande partie du refroidissement survenu entre les années 1000 et 1900 peut être dû à ce genre de changement dans les régions plus tempérées. D'autres donnent à penser que des changements plus récents de l'affectation des terres sous les tropiques ont entraîné un réchauffement comparable, par son ampleur et ses manifestations spatiales, à celui dû aux gaz à effet de serre. L'effet que pourrait avoir l'affectation des terres dans le changement climatique complique donc encore plus l'attribution du rôle de l'homme dans les changements passés. Des experts avancent que ce facteur devrait donc être inclus à titre de forçage dans les expériences par modélisation.[214-216]

5.2.3 Hydrologie

Contrairement à la température, les précipitations peuvent varier brutalement dans l'espace et dans le temps; il est donc plus difficile d'en mesurer avec exactitude les tendances. Au Canada, par exemple, les analyses suggèrent que le réseau d'observation n'est pas adéquat pour bien représenter les distributions des précipitations au nord de 60 °N, non plus que dans de grandes régions du sud du pays. Les données disponibles indiquent que les précipitations totales ont augmenté au Canada, une grande partie de la hausse étant due à des épisodes plus fréquents de précipitations modérées et faibles. La fraction des précipitations printanières tombant sous la forme d'épisodes forts a augmenté dans l'est du Canada, et celle de l'hiver a augmenté dans le Nord. Pour le sud du Canada, les épisodes de neige abondante en hiver ont augmenté jusqu'à il y a quelques dizaines d'années, mais sont devenus plus rares par la suite. Les cours d'eau du Canada ont en général connu une baisse des paramètres de débit dans les 50 dernières années, peut-être à cause d'un accroissement de l'évaporation. Cependant, les débits ont augmenté au début du printemps, ce qui concorde avec une fonte des neiges précoce. De même, la prise et la rupture des glaces dans les cours d'eau surviennent toutes deux plus tôt dans la saison. Sur la côte de la Colombie-Britannique, de récentes données montrent que les débits augmentent toute l'année dans la plus grande partie du Nord, mais sont à la baisse dans l'intérieur sud de la province en automne et en hiver. Dans les Grands Lacs, le cycle annuel des niveaux d'eau semble avoir avancé d'environ un mois. Dans le lac Ontario, l'amplitude s'est accrue de 23 %. Les facteurs influant sur les tendances et la variabilité de ces niveaux sont la régularisation des débits et le changement d'affectation des terres, le réchauffement du climat et ses impacts sur les régimes de fonte des neiges et de ruissellement, ainsi que le comportement de l'ENSO.[217-223]

Aux États-Unis, les précipitations ont généralement augmenté dans les récentes décennies, surtout lors pour les épisodes abondants. Cette situation a contribué à des événements de très haut débit dans l'est. Dans l'ouest, où le ruissellement de

la fonte des neiges est un facteur plus important des débits extrêmes, la réduction du couvert nival a atténué l'impact des précipitations plus abondantes sur les débits.[224]

À l'échelle planétaire, les réseaux de mesure des précipitations ne couvrent que 25 à 30 % de la surface des terres, et on ne dispose d'une couverture par satellite que depuis 1979. C'est pourquoi il n'existe pas de bons enregistrement mondiaux des régimes de précipitations sur des périodes plus longues. Malgré ces limites, les données disponibles pour les terres suggèrent une augmentation moyenne annuelle des précipitations depuis 1900 d'environ 9 mm, la plupart des régions terrestres connaissance une persistance accrue des périodes humides. Dans plusieurs régions d'Afrique et d'Amérique du Sud, surtout des régions semi-arides et arides comme le Sahel, la variabilité est considérablement influencée par des oscillations atmosphériques et océaniques telles que l'ENSO, l'ONA et l'OA. Cependant, on ne peut pas établir clairement si les tendances à plus long terme sont dues à la variabilité naturelle à long terme ou à une interférence locale ou planétaire de l'homme avec le système climatique.[225-227]

Les concentrations stratosphériques de vapeur d'eau semblent avoir augmenté depuis 1954, à raison d'environ 1 % par an. Cette situation peut être due à une destruction in situ du méthane et/ou à l'advection d'eau en provenance de la troposphère. Dans la troposphère de l'hémisphère Nord, la plus grande partie de l'Amérique du Nord et de l'Asie ont connu une baisse de l'eau précipitable et de l'humidité spécifique au-dessous de 500 mb depuis 1973. Un enregistrement plus long (remontant à 1958) de l'humidité spécifique à 850 mb suggère que la plus grande partie de l'augmentation est survenue dans les dernières décennies. Des données pour la Chine montrent aussi une augmentation de la teneur en humidité de l'atmosphère en surface depuis 1951, surtout la nuit et en hiver.[228-230]

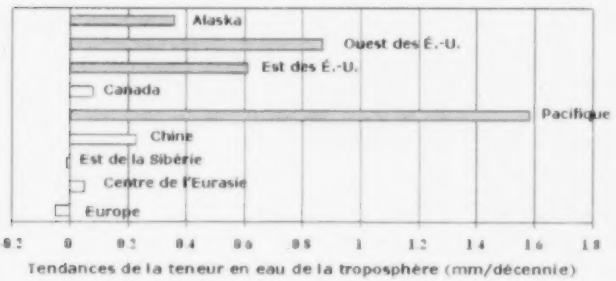

Figure 4. Tendances annuelles moyennées sur la région de la teneur en eau précipitable de la troposphère en dessous de 500 mb, entre 1973 et 1995. Les barres colorées représentent des tendances statistiquement significatives. D'après Ross et Elliott, réf. #229.

5.2.4 Circulations atmosphérique et océanique

Des reconstructions basées sur plusieurs variables substitutives de l'oscillation nord-atlantique suggèrent sa variabilité a augmenté au cours des derniers siècles. De plus, elles fournissent une indication qu'une grande partie de la tendance à la hausse des températures planétaires de l'air dans les récentes décennies est liée à des valeurs positives de plus en plus grandes de l'indice ONA, et indirectement à des changements du vortex stratosphérique sus-jacent et des températures de la surface de la mer sous-jacente. Une poursuite de la hausse des TSM due au réchauffement planétaire pourrait entraîner celle de cette anomalie positive. Toutefois, on a aussi des indications que de telles anomalies positives de l'ONA, bien qu'inhabituelles au cours du dernier siècle, se sont produites plusieurs fois dans les 600 dernières années. Un autre facteur de la variabilité à long terme du climat dans la région de l'Atlantique (dont les régimes de précipitations aux É.-U.) est le comportement de l'oscillation pluridécennale atlantique (OPA), qui a une périodicité de 65 à 80 ans.[128,231-234]

Dans le Pacifique, l'intensité de l'activité de l'ENSO pourrait être plus élevée actuellement qu'elle ne l'a été dans la plus grande partie des 130 000 dernières années. L'oscillation décennale du Pacifique, qui se manifeste dans la région depuis au moins 200 ans, a aussi un comportement de type ENSO, qui semble s'être renforcé dans le dernier siècle. Les raisons de ces tendances ne sont pas bien comprises. L'on a des indications que ces fluctuations du Pacifique sont liées à des variations dans l'Atlantique qui peuvent se produire des décennies plus tard. Parmi les mécanismes régissant ces liens figurent des trains d'ondes sur l'hémisphère Sud et des changements du flux atmosphérique d'eau douce du Pacifique vers l'Atlantique.[165,235-237]

Dans les dernières décennies, la hauteur de la tropopause tropicale s'est élevée à raison d'environ m/décennie, concurremment avec des baisses de la température, de la pression et du taux de mélange du volume de saturation. En même temps, les pressions au niveau de la mer ont baissé sur l'ouest du Canada en hiver et au printemps, et monté en été et en automne. Ces tendances, qui s'amplifient en allant vers le pôle, concordent avec un anticyclone arctique plus faible en hiver et au printemps, et des hivers plus doux.[238-239]

5.2.5 Extrêmes

Un indice annuel des pertes dues à des conditions météorologiques extrêmes développé pour les États-Unis ne révèle pas de tendance à long terme depuis 1950, mais des périodes de pertes importantes au début des années 1950, des années 1970 et des années 1990. Les dommages dus aux orages ont aussi augmenté significativement depuis 50 ans, mais des facteurs sociétaux peuvent y avoir contribué de façon importante. Bien que les pluies moyennes associées aux orages aient augmenté significativement dans la plus grande partie

des États-Unis, 35 % des stations évaluées ont montré une baisse d'activité dans les 20 dernières années.[240-243]

Depuis 1995, l'activité des ouragans (par rapport aux 24 ans précédents) a doublé dans l'Atlantique, et quintuplé dans les Caraïbes. Cela peut être dû à l'effet combiné d'une réduction du cisaillement vertical du vent et d'une hausse des températures de la surface de la mer dans la région. Ce changement concorde avec des relations passées avec des oscillations pluridécennales des températures de l'Atlantique Nord, et peut marquer le début d'un accroissement de l'activité des ouragans dans cette région au cours des décennies à venir. On ne peut pas actuellement déterminer clairement si le réchauffement planétaire en a été un facteur. Le nombre de cas où des ouragans touchent terre sur la côte des États-Unis semble présenter une relation inverse avec le comportement de l'ENSO, surtout à cause des effets du cisaillement du vent. L'évolution des conditions de l'ONA peut aussi influer sur cette relation ouragan-ENSO, puisque les ouragans semblent passer plus au sud pendant les périodes d'ONA faible et plus au nord (et donc risquer plus de frapper la côte est des É.-U.) pendant les périodes d'ONA élevée. Certains doutent cependant de l'exactitude des premiers enregistrements utilisés pour établir ce lien ONA-ouragans.[244-248]

Des analyses de l'activité des cyclones extratropicaux dans l'hémisphère Nord suggèrent qu'elle est liée avec le comportement de l'ONA et de la téléconnexion PNA. On a noté que, depuis 50 ans, leur intensité a augmenté dans l'ouest du Pacifique et dans l'Atlantique, et leur fréquence dans l'ouest du Pacifique et l'Arctique. D'autres régions ont connu des baisses d'intensité (est du Pacifique et Amérique du Nord) et/ou de fréquence (Pacifique subpolaire et partie atlantique du Gulf Stream. Sur le Pacifique Nord (entre 25 et 40 °N), des augmentations régulières de la fréquence et de l'intensité des cyclones hivernaux ont influé sur l'intensité des vents extrêmes en surface et sur les hauteurs des vagues extrêmes. Ces changements régionaux sont attribués à un renforcement des vents et du cisaillement vertical du vent dans la haute troposphère du centre du Pacifique, et pourraient en fin de compte être liés à des hausses des TSM dans l'ouest du Pacifique tropical.[249-250]

Des changements du cisaillement vertical du vent pendant les cycles ENSO semblent aussi influer sur le comportement des tornades dans le sud des Prairies, les rendant plus fréquentes pendant les épisodes El Niño et plus rares pendant les La Niña.[251]

Un indice des extrêmes ajusté en fonction des saisons pourrait être utile pour aider à évaluer les risques de pertes. Il faut cependant se rappeler que les changements relatifs ne sont pas un bon indicateur de la fréquence de dépassement de seuils critiques absolus de certaines variables climatiques, et faire preuve de prudence pour interpréter la portée d'un tel indice.[252-253]

5.2.6 Cryosphère et niveau marin

Diverses observations satellitaires ont révélé des indications de changements significatifs de l'inlandsis de l'Antarctique, dont l'accélération de l'écoulement et l'amincissement du glacier Pine Island (qui assure la plus importante décharge de l'inlandsis de l'Antarctique de l'Ouest), et l'amincissement d'une partie de l'inlandsis qui l'alimente, ainsi qu'une rupture rapide des plates-formes de glace le long de la Péninsule antarctique. Cette rupture semble liée à des récentes périodes chaudes dans la région. Les données RadarSat canadiennes ont été particulièrement utiles pour détecter tôt des fissures dans les plates-formes, qui annoncent le vêlage d'énormes icebergs.[254-255]

Des mesures de l'altitude de la surface de l'inlandsis du Groenland par des capteurs embarqués sur aéronefs et satellites montrent que son côté nord-ouest s'est significativement aminci depuis le début des années 1950. Les différences régionales de l'élévation du niveau marin, une fois liées aux ajustements gravitationnels causés par les changements de la masse de glace sur le Groenland, corroborent une perte substantielle de glace dans le dernier siècle.[256-257]

Les données des marégraphes implantés sur les côtes d'Eurasie suggèrent une élévation régionale moyenne du niveau marin d'environ 18 mm/an depuis 1950, passée à 5,8 mm/an depuis 1980. Une grande partie de ces variations peuvent être expliquées par des changements dans la circulation de l'océan Arctique et dans les régimes de pression atmosphérique, qui peuvent à leur tour être liés au changement climatique planétaire. À l'échelle planétaire, les marégraphes clés suggèrent que le niveau des océans a monté de 1,4 mm/an dans les 40 dernières années; cependant, les modélisations projettent que les élévations dues à la seule dilatation thermique au cours de cette période ne seraient que d'environ 0,5 mm/an. Une des explications plausibles de cet écart est la rareté des sites de mesure dans de nombreuses régions des océans du monde peut introduire des erreurs significatives dans les données mesurées. Les données altimétriques récemment recueillies par satellite, par exemple, semblent beaucoup plus proches des résultats des modélisations. Les changements des régimes de circulation océanique et de pression atmosphérique peuvent également avoir une influence significative sur les données marégraphiques régionales.[258-260]

La hausse des températures et les changements de la couverture de glace hivernale semblent être des facteurs importants des tendances observées à un accroissement de la dégradation du pergélisol dans de nombreuses régions de l'Arctique. Pendant la période inhabituellement chaude de 1998, par exemple, le dégel a été beaucoup plus profonde que la normale dans le delta du Mackenzie, parce que la saison de dégel a été plus prononcée et plus longue. À Alert, par contre, une couverture de neige plus épaisse peut avoir été plus importante.[217,261]

La couverture de glace dans la mer du Nord a diminué d'environ 33 % dans les 135 dernières années, l'ONA et le renforcement de la circulation hivernale aux latitudes élevées semblant être d'importants facteurs de sa variabilité au cours de la période. Ces changements concordent avec d'autres indicateurs de changements dans l'océan Arctique. Par exemple, les données de sous-marins suggèrent un

amincissement rapide de la glace dans l'ouest de l'océan Arctique à la fin des années 1980, et entre le détroit du Fram et le pôle Nord depuis le milieu des années 1970. Certaines de ces variations d'épaisseur peuvent être imputables aux tendances de la composition de la glace (plus de glace de première année plus mince) dues à un changement de la circulation océanique. Ce déclin rapide peut aussi être lié à une perte de la couche halocline froide près de la surface dans l'océan Arctique, qui réduit normalement les flux de chaleur vers la surface. Cette couche froide semble se rétablir partiellement à mesure que l'oscillation arctique s'affaiblit.[262-265]

Conformément à d'autres indications d'un déglacement hâtif des lacs et cours d'eau de nombreuses régions du monde, les enregistrements du moment où un trépied dressé chaque année sur la rivière Tenana (Alaska) tombe à travers la glace montrent que cet événement a avancé de 5,5 jours depuis 1915.[266]

Dans les 40 dernières années, la couverture nivale sur l'hémisphère Nord a rétréci d'en moyenne 2 % par décennie. Dans certaines régions du nord de l'Asie, la saison de neige s'est allongée d'environ 4 jours par décennie depuis 1937, surtout à cause de chutes de neige précoces à l'automne. Cependant, cette tendance aussi semble s'être renversée dans les récentes décennies.[267-268]

5.2.7 Tendances écologiques et socio-économiques

À l'échelle planétaire, un grand nombre de récents changements phénologiques ont été observés, dont une avance du dépliement des feuilles et de la floraison, un retard de la sénescence des feuilles, des avances des cycles biologiques des insectes et des dates de premier cri de diverses espèces de grenouilles, un déclin des populations de crapauds de l'Ouest et un changement de la répartition d'espèces de papillons et de grillons. Par exemple, la floraison du peuplier faux-tremble dans l'ouest du Canada a avancé de 26 jours depuis 1900, et le début du printemps a avancé d'environ 8 jours en Europe (depuis 1969) et 6 jours en Amérique du Nord (depuis 1959). Cependant, la plupart des études omettent de prendre en compte la lente dérive de l'équinoxe de printemps (lié au début réel du printemps) par rapport aux dates civiles. La surestimation de l'avance du printemps qui s'ensuivrait pourrait atteindre 10 %.[269-271]

Certains aspects de ces changements peuvent être avantageux pour certaines espèces (p. ex. allongement de la saison de croissance), mais d'importantes interactions entre espèces peuvent être perturbées si celles-ci répondent à des vitesses différentes, ce qui mettrait en danger beaucoup d'entre elles. En Grande-Bretagne, par exemple, l'aire de répartition d'environ les trois quarts de 46 espèces de papillons étudiées a rétréci dans les 30 dernières années. Bien que les facteurs en jeu dans la réponse des espèces puissent être très complexes, la perte nette d'espèces due à des changements rapides du climat pourrait être effarante. Les risques peuvent être plus élevés dans les régions tropicales, où l'aire de répartition de chaque espèce tend à être plus étroite.[270,272-278]

Une évaluation à l'échelle planétaire des changements de l'écologie terrestre montre que, au cours du dernier siècle, la superficie des déserts d'Afrique a augmenté de 585 000 km^2, alors que celle des régions de toundra a diminué de 707 000 km^2. Dans les 30 dernières années, le début du printemps en Europe a avancé d'environ une semaine et la saison de croissance s'y est allongée de 5 jours. Depuis 20 ans, l'indice NDVI de croissance de la végétation, basé sur des observations satellitaires, a augmenté en moyenne de 12 % sur la plus grande partie de l'Eurasie, et de seulement 8 % sur l'Amérique du Nord. Il y a toutefois eu une baisse dans certaines régions, comme des parties de l'Alaska et les forêts boréales du Canada. Cet état de choses peut être dû aux conditions sèches dans ces régions. Une grande partie de l'Alaska a connu une hausse substantielle de l'abondance des plantes ligneuses dans le dernier demi-siècle, ce qui a eu un impact sur l'albédo en été et sur la couverture nivale en hiver. Cependant, dans les basses terres du centre de l'Alaska, on a noté un déclin significatif des forêts de bouleaux et des tourbières dans les 50 dernières années. Cette situation semble liée à une dégradation du pergélisol découlant de périodes chaudes précédentes, et devrait probablement se poursuivre dans les conditions de réchauffement prévues.[279-283]

La forte sensibilité de la biologie des lacs à la teneur en COD et à d'autres facteurs fait des sédiments des milieux humides et des petits lacs oligotrophes de bons indicateurs des changements environnementaux à long terme, surtout pour l'hydrologie locale. Une amélioration de la surveillance d'indicateurs pertinents dans des régions comme les Prairies accroîtrait significativement la capacité de régler efficacement de nombreux problèmes de politiques connexes.[284-285]

6.0 IMPACTS

Les projections des climats futurs simulées par les modèles globaux sont encore de résolution relativement basse et présentent des incertitudes significatives, surtout en ce qui concerne les changements du climat à l'échelle régionale. C'est pourtant à cette échelle que se feront sentir la majorité des impacts du changement climatique. On utilise diverses méthodes pour régler ce problème de réduction d'échelle. Certaines font intervenir l'approche dynamique d'emboîtement d'un modèle régional du climat haute résolution dans un MCG pour ramener les projections de ce dernier à une échelle régionale plus détaillée. D'autres utilisent une approche réductionniste dans laquelle, par exemple, l'hydrologie d'un bassin est supposée être la somme de ses sous-éléments, ou des relations statistiques entre les caractéristiques à grande échelle du système climatique, qui peuvent être simulées par les MCG, et à des caractéristiques climatiques de petite échelle qui sont importantes pour les études des impacts. Toutes ces méthodes ayant leurs limites, il convient de faire preuve de prudence face aux résultats des études d'impact comme celles présentées ci-dessous.[286]

6.1 Écosystèmes naturels

Les paléo-enregistrements de la réponse des espèces aux changements climatiques passés montrent que l'adaptation se fait à la fois par migration et par évolution génétique. Les taux observés de migration de nombreuses espèces végétales sont de l'ordre de 20 à 40 km par siècle, se situant entre 1 km/siècle pour certaines et 100 à 150 km/siècle pour d'autres. Dans ce dernier cas, il s'agit plutôt d'espèces envahissantes. Les taux de migration typiques sont d'un ordre de grandeur inférieurs aux déplacements de 300 à 500 km des régimes climatiques prévus pour le prochain siècle, et ne vaudraient que pour environ un tiers des espèces des écosystèmes du Canada. L'évolution génétique (par laquelle la plante s'adapte sans devoir migrer) pourrait aussi être d'un à deux ordres de grandeur plus lente que les changement climatiques projetés pour les décennies à venir. C'est pourquoi l'évolution adaptative ne devrait pas améliorer significativement les chances de survie d'une espèce en cas de changement rapide du climat, surtout si ses possibilités de migration sont limitées par des obstacles naturels ou des modes d'utilisation des terres par l'homme.[287-289]

Ces études, et d'autres, indiquent que la réponse des espèces au changement climatique est souvent complexe, indirecte et fonction de la combinaison de facteurs de stress concomitants. Par exemple, les oiseaux qui migrent sur de longues distances (comme le gobemouche noir ou la mésange bleue) ont plus de difficulté à s'adapter au changement climatique si les changements écologiques dans les aires de nidification ne surviennent pas à la même vitesse que dans les aires d'hivernage, et/ou si les vitesses de réaction des populations d'oiseaux diffèrent de celles de leurs sources de nourriture. Ces facteurs ont peut-être déjà contribué au déclin de certaines espèces migratrices dans l'ouest de l'Europe. Certaines espèces de papillons et de grillons semblent s'adapter plus facilement au changement climatique dans les régions nordiques que sous les tropiques, où les plages de tolérance des espèces ont tendance à être plus étroites. Dans les forêts d'Oregon, les populations de crapaud de l'Ouest semblent décliner à cause de l'interaction complexe d'une baisse des niveaux d'eau liée au climat et d'une augmentation de l'exposition des œufs au rayonnement UV solaire qui en augmente la vulnérabilité à un champignon meurtrier. Au Canada, les experts suggèrent que, outre les effets du changement climatique et de l'augmentation du rayonnement UV solaire, les espèces aquatiques subiront des stress supplémentaires dus à l'acidification, à l'eutrophisation, à la modification des processus biogéochimiques et à l'altération anthropique des régimes hydrologiques. Pour la truite arc-en-ciel, les conditions nettement plus favorables offertes dans des climats plus doux seront plus que compensées par une réduction marquée de la croissance pendant les périodes les plus chaudes de l'été. Dans l'extrême-Arctique, la rupture des plates-formes de glace, dont 90 % se sont déjà désintégrées dans le dernier siècle, entraînent la perte des mares d'eau de fonte sur la surface de la glace, où vit une faune microbienne unique qui fait partie du réseau trophique de la région.[271,273-277,290-295]

Faute de pouvoir intégrer adéquatement ces rétroactions complexes dans les impacts du changement climatique sur les écosystèmes forestiers de la planète, les évaluations menées par le passé ont pu sous-estimer significativement les incertitudes. Bien que la plupart des experts conviennent que la biomasse aérienne augmentera probablement dans les forêts du Nord, et que le carbone du sol baissera, il semble y avoir peu d'accord sur la vitesse à laquelle peuvent migrer les forêts, ou sur la réponse des forêts tropicales.[296]

Une de ces rétroactions complexes est le rôle des herbivores fourrageurs dans les forêts, qui peut avantager certaines espèces d'arbres aux détriments d'autres, et pourrait varier d'une région à l'autre. Une autre est le rôle de la saison de gel du sol qui, malgré des hivers plus doux et des saisons de gel plus courtes, pourrait en fait allonger dans des régions où la réduction du couvert nival augmente l'exposition du sol à des températures inférieures à zéro.[297-299]

Parmi les autres facteurs qui compliquent les projections des impacts du changement climatique sur les écosystèmes naturels figurent les effets concomitants des hausses des concentrations de CO_2. La plupart des modèles dynamiques de la végétation, qui utilisent les résultats d'expériences en laboratoire, postulent que l'effet de fertilisation par le CO_2 aidera à atténuer certains des effets négatifs du changement climatique. Par exemple, il pourrait à lui seul faire monter de 50 % les taux de croissance moyens de tous les types de forêts en Oregon. Cependant, des études expérimentales de terrain suggèrent que la réponse d'écosystèmes naturels pluri-espèces pourrait être beaucoup plus complexe, et faire intervenir des rétroactions subtiles de l'azote du sol qui influent aussi sur les taux de décomposition. Ces effets de fertilisation présumés peuvent aussi ne pas être durables, du moins pour certaines espèces, et être au moins partiellement compensés par d'autres stress environnementaux. De plus, la fertilisation par le CO_2 semble devoir modifier la composition en espèces des écosystèmes, favorisant certaines par rapport à d'autres. Les écosystèmes comportant une grande diversité d'espèces se porteront mieux que ceux où elle est réduite. Cet état de choses suggère que la tendance à une baisse planétaire de la biodiversité réduira les capacités d'adaptation de la biosphère.[34,38,300-302]

Pour le Canada, des études intégrées combinant un certain nombre de ces facteurs suggèrent que, dans la forêt boréale de l'ouest, la productivité pourrait augmenter de jusqu'à 40 % d'ici 2080. Dans d'autres régions, surtout les écozones du sud du Canada, la sécheresse pourrait causer des réduction atteignant 50 %. On prévoit que la gravité des incendies et les dommages dus aux insectes y augmenteront significativement, entraînant une transition graduelle vers une forêt plus jeune, et donc une modification des habitats des espèces sauvages. Bien

que les risques d'incendies puissent augmenter dans l'ouest et le centre du Canada, ils devraient baisser dans le nord et l'est, où les précipitations devraient augmenter significativement. Cette distribution de la réponse des incendies, semblable géographiquement à celle de la période chaude d'il y a 6000 ans, mais avec des valeurs plus prononcées, se traduirait par une réduction significative du réservoir net de carbone des forêts canadiennes. Les risques d'incendies devraient aussi croître dans les forêts d'Australie, surtout à cause de l'effet des vagues de chaleur sur le nombre de jours avec des indices de danger de feu élevés et extrêmes.[303-305]

Les scénarios climatiques suggèrent une augmentation de l'aridité dans la région de dunes du sud des Prairies canadiennes d'ici 2080. Il devrait s'ensuivre un changement général vers des espèces moins ligneuses, des prairies plus ouvertes avec une plus grande abondance d'espèces en C_4, et un accroissement de l'activité dunaire. Une gestion proactive de ces écosystèmes pourrait aider à atténuer certains de ces changements.[306]

Les stress récemment subis par les récifs coralliens de la planète, dont le changement climatique, la surpêche, les maladies et la pollution, ont contribué à une perte de 27 % des coraux, qui devrait être aggravée par une perte supplémentaire de 20 % dans les 20 prochaines années. L'intense épisode ENSO de 1997-1998 a à lui seul causé une perte de 90 % des coraux dans l'océan Indien. Ces pertes, si elles sont permanentes, ont d'importants impacts économiques et sociaux, puisque les écosystèmes coralliens ont une contribution estimative à l'économie mondiale de 400 milliards de dollars par an, et assurent la subsistance de 500 millions de personnes.[307]

6.2 Hydrologie

Le changement climatique influera sur le ruissellement, sur les ressources en eau disponibles et sur la recharge des eaux souterraines dans nombre de régions. De récentes études ont projeté que la décharge annuelle d'environ les deux tiers des principaux bassins hydrographiques, dont nombre sont situés aux latitudes tropicales et moyennes, diminuera dans un climat plus chaud. Certains de ces bassins, surtout aux latitudes plus élevées, devraient connaître une augmentation de l'écoulement annuel moyen. La saisonnalité des écoulements fluviaux devrait changer significativement dans les systèmes présentement régis par la couverture nivale. Cependant, les projection modélisées des impacts de climats plus chauds sur les précipitations totales ne concordent pas encore et restent entachées d'incertitude dans nombre de régions du monde. De plus, les effets connexes sur les ressources en eau, les inondations et les sécheresses graves seront probablement modifiés par la dégradation du sol imputable à la désertification, à une mauvaise gestion et à d'autres stress. Selon certaines études, cette situation pourrait être particulièrement inquiétante pour les régions sèches et humides d'Afrique. Au Canada, comme dans de nombreuses autres régions, parmi les stress supplémentaires figurent la modification de l'écoulement et du stockage de l'eau, la pollution, la destruction et la surexploitation des habitats, l'augmentation de l'exposition aux UV et l'acidification. Les eaux souterraines, comme dans la région de l'aquifère Edwards au Texas, seront aussi affectées.

À l'échelle planétaire, environ 1 milliard de gens manquent d'eau salubre pour la boisson, et 3 milliards, de services de base d'hygiène publique. La croissance démographique mondiale et les changements projetés de la répartition des ressources en eau vont exacerber significativement ce problème dans les décennies à venir. Non seulement la situation aura un impact sur la santé humaine et sur la productivité économique régionale, mais elle mettra en péril de nombreuses espèces animales et végétales aquatiques. Des chercheurs ont avancé que les planificateurs des ressources en eau doivent améliorer les structures de gestion et se montrer plus proactifs dans l'application de résultats de recherches comme ceux mentionnés plus haut pour les politiques de gestion. Différentes mesures d'adaptation doivent être choisies et mises en œuvre en fonction tant de l'efficacité que des réalités politiques, dont le potentiel de création d'emplois et d'autres implications sociales. Par exemple, dans le bassin des Grands Lacs, la conservation de l'eau, des plans de contingence permettant de vivre avec un approvisionnement réduit, des mécanismes de règlement des conflits, une modification des pratiques d'utilisation des terres et une meilleure gestion des chenaux navigables sont autant de réponses appropriées qui devraient être préconisées. Par contraste, des mesures comme l'agrandissement de la capacité de stockage, des déductions aux fins de l'impôt, des subventions, l'augmentation des capacités de pompage peuvent toutes être contre-productives.[293,308-315]

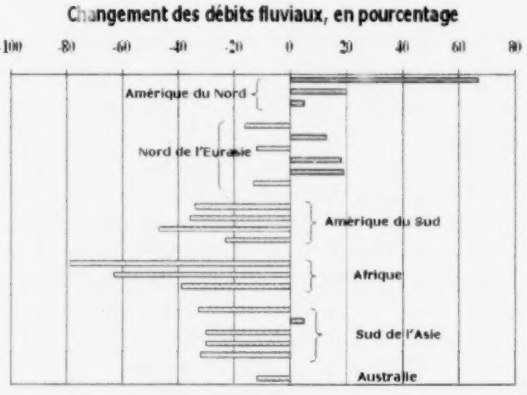

Figure 5. Estimations du changement du débit annuel de 23 grands bassins fluviaux de climats chauds, basées sur les simulations du modèle couplé canadien du climat régional pour 2070-2100 forçées avec le scénario d'émissions IS92a. Les résultats montrent des augmentations significatives pour certains des bassins des latitudes moyennes à élevées, mais d'importantes baisses pour la plupart des bassins des latitudes moyennes. D'après Arora et Boer, réf. #308.

6.3 Agriculture

En 2050, les Prairies canadiennes devraient connaître des saisons de croissance plus chaudes mais plus arides, ce qui nuira à la production des petites céréales de printemps, et pourra faire décaler vers le nord les conditions favorables aux cultures. La migration et/ou l'expansion des population de phytoravageurs devraient aussi affecter la productivité et la rentabilité de l'agriculture, mais les impacts connexes varieront selon le type de culture et le type de changement des conditions météorologiques. En 2090, l'augmentation nette des coûts d'utilisation de pesticides dans la production agricole mondiale pourrait être de l'ordre de 200 millions de dollars par an.[316-317]

Des mesures d'adaptation peuvent aider à atténuer ces effets négatifs du changement climatique sur l'agriculture. Cependant, étant donné l'importance des caractéristiques du sol et de l'hydrologie dans la compréhension de ces impacts, surtout dans les régions d'une faible capacité de rétention de l'eau, il faut utiliser des modèles de haute résolution spatiale pour mieux comprendre l'efficacité de ces mesures.[318-319]

6.4 Élévation du niveau marin

Les études menées par le passé pourraient avoir surestimé certains aspects de la contribution des glaces terrestres aux taux futurs d'élévation du niveau marin. Des études plus récentes donnent à penser que l'augmentation de l'accumulation de neige sur l'inlandsis du Groenland dans un climat polaire plus chaud mais plus humide pourrait compenser significativement celle de la fonte, dans les 70 prochaines années. De même, en tenant convenablement compte du rétrécissement des glaciers de régions tempérées à mesure qu'ils fondent, on modère la vitesse projetée à laquelle ils devraient fondre puis disparaître dans les décennies à venir. D'un autre côté, avec le risque accru de changements concomitants dans les tempêtes côtières, l'augmentation des pertes totales liées à l'élévation du niveau marin pourrait atteindre 20 %.[320-322]

6.5 Phénomènes extrêmes

Le comportement de l'ENSO pourrait devenir de plus en plus instable en réponse aux changements de la dynamique des océans induits par le réchauffement du climat. Des simulations effectuées avec un modèle couplé ouragans-océan évolué projettent une augmentation de 3 à 10 % des vitesses des vents maximums soutenus sur tous les bassins océaniques tropicaux en réponse à une élévation de 2 à 3 °C de la température de surface des océans. Dans l'hémisphère Sud, l'activité des cyclones tropicaux devrait se décaler vers le pôle, et faiblir dans le Pacifique Sud.[323-325]

Des études donnent à penser que, sous des climats plus chauds, les régions du monde qui verront leurs précipitations augmenter connaîtront aussi une augmentation de la fréquence des épisodes de précipitations extrêmes, alors que, dans celles où les précipitations vont baisser, les extrêmes de minimum seront plus fréquents. Dans le centre de l'Alberta, l'ampleur des épisodes d'inondation extrême à période de récurrence de 100 ans pourrait augmenter de 35 % ou plus dans un climat de type $2xCO_2$. Les enregistrements historiques montrent que les inondations ont été le type le plus significatif de catastrophes naturelles dans la région de Toronto-Niagara. Les chercheurs font remarquer que l'actuelle infrastructure de gestion de l'eau pourrait être inadéquate face aux risques futurs. C'est pourquoi il faudra procéder à des analyses pour identifier et comprendre les vulnérabilités, et prévoir des mesures appropriées d'adaptation pour se préparer à l'augmentation des risques de catastrophes d'ordre météorologique liée au changement climatique.[116,326-328]

6.6 Systèmes socio-économiques

En 2080, quelque 3,5 milliards de personnes de plus dans le monde pourraient vivre des pénuries d'eau, 300 millions d'autres être affectées par la propagation du paludisme, 100 millions par la famine et encore cent millions par des inondations côtières. Pendant ce temps, les augmentations potentielles de la fréquence des épisodes ENSO pourrait faire monter de 300 à 400 millions de dollars des dommages qu'ils causent à l'agriculture mondiale, chiffre qui pourrait atteindre 1 milliard de dollars si les épisodes ENSO deviennent aussi plus intenses. Cependant, les risques pour la santé dus aux maladies transmises par les moustiques, l'eau ou la nourriture, comme le paludisme et la cryptosporidiose, sont fonction de différents facteurs environnementaux, sociaux et démographiques, dont les déplacements internationaux. Nombre de ces facteurs ne sont pas encore bien compris et doivent être étudiés plus avant. On dispose d'ailleurs maintenant de meilleurs outils pour le faire. L'adaptation pourrait compenser partiellement, mais pas totalement, ces éventuels risques sanitaires et pertes. Les impacts nets sur la santé dans les pays développés seront probablement faibles, dans la mesure où ces pays poursuivent leurs investissements dans les soins de santé publique, le traitement de l'eau et les réglementations sur l'eau potable.[329-334]

L'instabilité des terres due à la dégradation du pergélisol menace les régions entourant l'océan Arctique, dont certaines grandes agglomérations et d'importantes infrastructures d'exploitation des ressources. Avec une surveillance et une prévision adéquate de cette dégradation, les bonnes stratégies d'adaptation pourront être mises en œuvre. Cependant, la fonte des glaciers alpins, qui, pendant des décennies, ont accumulé des substances toxiques advectées sur leurs surfaces en provenance de régions industrialisées, commence à devenir une source significative de contamination de l'eau douce en aval. Par exemple, entre 50 et 97 % des POP et des PCB présents dans le lac Bow, dans les Rocheuses canadiennes, proviennent des glaciers situés en amont.[335-336]

Le changement climatique va modifier la chimie de l'atmosphère, modifier et ralentir les régimes de circulation, retarder le rétablissement de la couche d'ozone stratosphérique et influer sur le type d'allergènes transportés par l'atmosphère. Il aura donc des impacts significatifs sur le développement et la dispersion des polluants atmosphériques, et sur l'intensité du rayonnement UV, deux éléments qui affectent la santé humaine. Ces impacts sur la santé pourraient être plus grands qu'on ne le croyait jusqu'ici, et il faudra mieux comprendre ces interactions pour pouvoir élaborer des mesures d'adaptation appropriées.[55,57,121,337-338]

Des mesures visant à faire baisser les émissions dues aux combustibles fossiles dans les villes pourraient avoir des avantages connexes en réduisant la pollution de l'air locale et les risques de changement climatique. Le stress thermique extrême et prolongé sera une importante préoccupation, surtout pour les très jeunes enfants, les gens âgés, les pauvres ou les malades. Des changements de comportement peuvent aider à en abaisser la mortalité et la morbidité, et des hivers plus doux auront certains avantages pour la santé. Cependant, étant donné la complexité de l'infrastructure sociale et économique des mégalopoles, comme Mexico et New York, l'élaboration de stratégies d'adaptation pour ces villes est d'une importance cruciale. C'est aussi un défi, parce que ces stratégies doivent faire intervenir la coopération des nombreuses instances politiques concernées, et exigeront souplesse, planification à long terme et éducation.[338-342]

Pour les peuples autochtones, comme les Inuits de l'Arctique canadien, les impacts du changement climatique menacent non seulement leur bien-être physique, mais aussi leur appartenance culturelle. Leur survie dépend donc de l'application à la fois du savoir traditionnel et de la science moderne. L'intégration du savoir traditionnel à la science moderne aidera à renforcer les capacités de ces collectivités à mener leurs propres recherches, ainsi qu'à faire en sorte que les réponses d'adaptation soient le mieux appropriés à leurs circonstances propres et à leur survie.[343]

7.0 POLITIQUES

7.1 Le dialogue science-politiques

Le volume de littérature publié dans les journaux scientifiques double tous les 11 ans, les coûts des recherches connexes étant maintenant estimés à quelque 3 milliards de dollars par an. L'ampleur de cet effort témoigne à la fois de la complexité de la science et de la perception qu'il s'agit là d'un des problèmes les plus urgents auxquels soit confrontée la société mondiale. Cependant, il est difficile d'intégrer efficacement dans la prise de décisions une science à la fois si complexe et si entachée d'incertitude. Bien que la plupart des experts s'entendent sur la validité des indications d'un récent réchauffement planétaire et sur le rôle qu'y jouent les humains, d'autres maintiennent encore que ces indications présentent des lacunes. L'on craint aussi que le processus d'examen anonyme par des pairs, bien qu'utile pour détecter les erreurs dans les documents, ne soit pas aussi efficace qu'on le pense souvent pour améliorer la qualité des recherches. Plusieurs chercheurs ont fait remarquer que les méthodes scientifiques normales, qui font intervenir des débats contradictoires au sein des disciplines, peuvent en fait constituer un obstacle à la diffusion efficace d'une science complexe, et pluridisciplinaire. C'est une situation particulièrement inquiétante lorsqu'on a besoin d'avis scientifiques étayés face à des problèmes qui pourraient avoir d'importants impacts sur le public et présentent donc un caractère d'urgence pour les décideurs, et lorsque les incertitudes en jeu ne peuvent pas être levées par les méthodes scientifiques normales. Ils constatent le besoin de processus scientifiques post-normaux, centrés sur des évaluations pluridisciplinaires régulières soumises pour révision tant à des pairs qu'à des intervenants. Le GIEC est un de ces processus de science post-normale. De même, des organes d'évaluation scientifique relevant directement des assemblées législatives pourraient aider à transformer une information complexe en connaissances facilement accessibles. Parmi les autres approches figurent la modélisation intégrée de l'évaluation (MIE), et le dialogue direct entre les scientifiques et la population concernée, à l'aide de scénarios des impacts régionaux possibles du changement climatique. Les MIE aident à présenter les connaissances scientifiques d'une façon logique et intégrée, mais restent rudimentaires et ont de la difficulté à régler les questions d'incertitude. De plus, ces processus scientifiques post-normaux lancent un défi à l'autorité de la science normale, et peuvent mener à des divisions dans la communauté scientifique.[344-354]

Certains continuent d'arguer que le forçage solaire a été, est et restera la principale cause du changement climatique, contredisant les conclusions du GIEC. Certains lobbyistes continuent aussi de dire que le processus du GIEC a été biaisé par l'interférence des décideurs. Cependant, la NAS des États-Unis et les académies des sciences de 17 autres pays ont, dans des communiqués séparés, exprimé leur confiance dans le processus et les résultats du GIEC. D'autres ont fait remarquer que les allégations d'«interférence» des intervenants dans les processus d'évaluation sont aussi en contradiction avec les demandes de l'administration américaine que les parties concernées soient impliquées dans les processus d'évaluation. De plus, en faisant intervenir des pseudo-experts, les lobbyistes jettent le discrédit sur le concept de débat scientifique et sur la dissension légitime.[355-359]

Plusieurs études ont souligné la nécessité de mieux quantifier les incertitudes des projections du changement climatique à venir pour aider les décideurs et réduire les utilisations biaisées des simulations des modèles à des fins politiques. Bien que certains groupes de recherche aient tenté d'attribuer des probabilités aux scénarios, d'autres font la mise

en garde qu'il est peut-être impossible de le faire correctement, étant donné le facteur humain en jeu dans le volet «scénario d'émissions» des incertitudes. En fait, il peut être plus pratique d'estimer, à l'aide de méthodes bayésiennes, le risque de dépasser des seuils critiques de danger. De plus, les décideurs doivent être pleinement conscients de la gamme totale des issues possibles, et devraient rechercher des politiques souples qui aident à prendre des décisions moins sensibles aux incertitudes scientifiques et démographiques.[136,139,140,360-361]

Bien que les experts scientifiques soient en général d'avis que les risques du changement climatique justifient d'entreprendre des actions d'atténuation à cet égard, une étude menée auprès d'élèves d'écoles secondaires aux États-Unis est loin d'être aussi convaincante. Cette faible confiance accordée à la science peut être due à divers facteurs, dont le manque de compréhension des processus de la science et des politiques chez les élèves, et des connaissances insuffisantes chez les enseignants. Certains éducateurs préconisent la mise en place d'un programme d'éducation publique unifié et assorti d'un financement suffisant, qui puisse à la fois améliorer la sensibilisation à la question du changement climatique et constituer un précieux modèle d'enseignement pour comprendre la science des systèmes complexes, l'application du principe de prudence, et les méthodes de résolution des problèmes et de règlement des conflits. Une autre façon possible d'éduquer le public pourrait être une énorme expérience Monte Carlo dans laquelle le temps mort d'un million d'ordinateurs personnels serait utilisé pour faire tourner d'autres scénarios de modèles couplés du climat, ce qui permettrait de réduire les incertitudes sur le changement climatique à venir.[362-366]

La diffusion de la science du changement climatique auprès du public par l'intermédiaire des médias représente un défi particulier, parce qu'il faut lier l'information aux émotions de l'auditoire. Il faut donc mener d'autres recherches sur les obstacles psychologiques aux actions personnelles, et sur les facteurs de culture ou de croyance qui influent sur les responsabilités personnelles et morales.[367-368]

Bien que les connaissances scientifiques constituent une base importante pour les actions face au changement climatique, le savoir traditionnel des peuples autochtones peut y apporter une contribution précieuse en fournissant un ensemble indépendant d'observations et de perspectives sur les interactions entre les hommes et le climat. Ce savoir peut être une grande source d'information historique sur le climat et d'expertise locale en matière d'adaptation, aider à formuler les questions et hypothèses de recherche, et donner naissance à des relations de collaboration entre les collectivités autochtones du Nord et les chercheurs scientifiques.[343,369-370]

Des experts internationaux ont fait remarquer que, contrairement aux arguments avancés par ses opposants, le Protocole de Kyoto offre un bon début aux actions d'atténuation, est un outil souple et progressif, implique déjà les pays en développement, peut générer de nombreuses possibilités technologiques et n'est donc pas nécessairement coûteux, et peut réussir sans la participation des États-Unis. Ils conviennent aussi que, même si le Protocole de Kyoto comporte des engagements exécutoires pour les pays industrialisés dans sa première période d'engagement, il doit s'accompagner dans les prochaines décennies de réductions des émissions dans les autres pays pour que soient respectés les objectifs de stabilisation des concentrations de gaz à effet de serre de la CCNUCC. Des représentants de la communauté scientifique des États-Unis ont de même fait valoir que, malgré la décision de son gouvernement de ne pas ratifier le Protocole, la population de ce pays doit poursuivre un programme national d'atténuation des émissions et un fort programme connexe de recherche scientifique.[371-377]

7.2 Atténuation et adaptation

L'utilisation du potentiel de réchauffement du globe (PRG) comme mesure permettant de comparer les impacts radiatifs des différentes espèces de gaz à effet de serre est maintenant bien acceptée dans la communauté des politiques. Cependant, elle est accompagnée de sérieuses limites, surtout en raison de la sensibilité des valeurs de PRG à l'horizon temporel considéré. Parmi les solutions de rechange envisagées figurent un indice souple régi par l'économie, centré sur des seuils de danger de changement climatique. Cette approche donnerait une plus grande valeur à la réduction des gaz à court temps de séjour si le besoin de réduire le taux de réchauffement planétaire est urgent (c.-à-d. à proximité des seuils critiques), et mettrait davantage l'accent sur les gaz à long temps de séjour si la préoccupation est à plus long terme.[378]

Jusqu'ici, le débat de politiques sur les réductions des émissions de gaz à effet de serre s'est concentré sur les coûts économiques de ces réductions, mais a largement laissé de côté leurs avantages environnementaux accessoires. Il s'agit entre autres de baisses substantielles du nombre de décès, d'une amélioration de la productivité au travail et d'une réduction des coûts de soins de santé découlant d'une amélioration de la qualité de l'air à l'échelle locale. Des estimations effectuées pour quatre grands centres urbains de la planète donnentà penser que ces avantages accessoires peuvent être trèsimportants. De même, une étude semblable portant sur les coûts de production de l'électricité en Italie a mis en évidence un avantage net du respect des objectifs de Kyoto si ces avantages accessoires sont inclus dans l'analyse. D'autres avancent qu'il y a de nombreuses mesures qui pourraient être prises pour réduire les émissions de gaz à effet de serre et qui ne sont pas nécessairement coûteuses, et que le succès international de la réduction des émissions de CFC pour lutter contre l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique montre bien que ces initiatives peuvent être mises en place sans être assorties d'importantes mesures punitives. L'amélioration des pratiques agricoles, comme les méthodes d'application d'engrais azotés, peuvent aussi aider tant à réduire les émissions de gaz à effet de serre qu'à accroître la productivité et l'efficience.[53,338,339,379-380]

Les mesures visant à accroître les puits terrestres de carbone peuvent fournir une compensation efficace aux émissions de gaz à effet de serre sur le court terme, mais elles ne dispensent pas d'effectuer en même temps d'importantes réductions de ces émissions. Par exemple, en Chine, l'amélioration des pratiques de boisement au cours des récentes décennies a permis de transformer les forêts régionales d'une sources significative de 22 MtC/an avant 1980 en un puits de 21 MtC/an depuis. De même, des études menées sur les forêts de feuillus d'Amérique du Nord montrent qu'une gestion améliorée peut faire croître l'absorption de carbone par ces forêts. L'évolution des pratiques agricoles en Amérique du Nord permet déjà de séquestrer de grandes quantités de carbone dans les sols. Un programme mondial destiné à restaurer les deux tiers du carbone perdu par les sols agricoles durant des siècles de culture pourrait extraire une quantité supplémentaire de 40 à 80 GtC de l'atmosphère au cours du prochain siècle. La remise en état de terres désertifiées ajouterait encore plus à ce puits. Des mesures destinées à développer ces puits dans le cadre du Protocole de Kyoto auraient aussi pour effet d'encourager à améliorer les pratiques d'aménagement des terres et de générer d'autres avantages.[380-385]

Cependant, ces puits terrestres sont à bien des égards temporaires, et les inclure comme crédits aux termes du Protocole de Kyoto reviendrait à transférer aux générations à venir le fardeau de la responsabilité de l'atténuation. De plus, si les puits naturels situés sur le territoire d'un pays comptaient comme des crédits, certains pays pourraient atteindre leur objectif de Kyoto sans prendre aucune réelle mesure pour réduire les risques du changement climatique. C'est pourquoi les conditions d'utilisation légitime des puits en tant que crédits devrait stipuler : qu'ils viennent s'ajouter aux taux normaux de stockage du carbone dans des conditions de maintien du statu quo; qu'ils soient mesurables; et qu'ils soient maintenus pendant une période prolongée. Il sera difficile de mettre au point des méthodes efficaces de mesure de ces puits, et il faudra peut-être pour cela restreindre les types de mesures anthropiques admissibles comme crédits. Des initiatives de surveillance des flux de carbone comme CarboEurope et le North American Carbon Program peuvent être précieux pour fournir la base scientifique d'une vérification des puits de carbone.[386-395]

Les puits de carbone réalisés grâce à la fertilisation par le fer des eaux de la surface des océans sont également étudiés par plusieurs pays qui y voient une solution de rechange pour séquestrer le carbone atmosphérique dans l'océan profond. Cependant, certains experts mettent en garde que ces projets ont des incidences environnementales négatives connues qui dépassent de loin leurs avantages et ne devraient donc pas être envisagés aux termes du Protocole de Kyoto.[396]

L'injection directe de CO_2 liquide dans l'océan profond, surtout dans les régions de subsidence, comme technique de séquestration à long terme du carbone offre également des possibilités. Cependant, elle est encore très coûteuse et peut causer des dommages environnementaux significatifs dans la région, en augmentant l'acidité de l'eau à proximité de la zone d'injection. Une autre solution envisagée est l'injection directe de résidus de cultures dans l'océan profond, qui pourrait ainsi séquestrer 250 MtC/an.[397-400]

Outre son impact sur le stockage du carbone, le changement d'affectation des terres peut aussi modifier les cycles hydrologiques et les propriétés radiatives en surface de la Terre. La superficie des terres utilisées pour la culture et le pâturage a plus que quintuplé dans les 300 dernières années et, dans bien des régions, ce changement a significativement modifié les albédos de la surface et donc l'absorption de l'énergie solaire incidente. Des études concernant l'Afrique tropicale suggèrent aussi que le remplacement des arbres par la savane peut altérer spectaculairement les régimes régionaux des précipitations et la circulation atmosphérique. L'effet passé de ces changements de la végétation sur le climat n'a peut-être pas été suffisamment visé par les recherches menées jusqu'ici ni donc par les évaluations du GIEC. Les mesures destinées à développer les puits de carbone en rendant ces terres agricoles à la forêt devraient aussi prendre en compte les impacts subséquents sur les propriétés de la surface, qui pourraient dépasser, en sens inverse, les avantages en matière de forçage radiatif des réductions des concentrations de CO_2 ainsi obtenues.[401-404]

Bien que les projets de séquestration du carbone soient les options les plus couramment proposées pour atténuer le changement climatique via la géo-ingénierie, il existe d'autres options, dont la manipulation directe du flux radiatif par l'utilisation d'aérosols. Les experts préviennent que ces solutions de géo-ingénierie peuvent être difficiles à maîtriser et à mettre en œuvre parce qu'elles impliquent le patrimoine mondial. De plus, elles peuvent avoir des effet secondaires négatifs qui ne sont pas encore bien compris.[405]

Selon des études archéologiques, l'effondrement d'au moins quatre cultures de l'Holocène supérieur pourraient être dû à l'incapacité de ces sociétés à s'adapter à un changement du climat. Il s'agit de la culture akkadienne (Mésopotamie) il y a ~4200 ans, de la culture Mochica (Pérou) il y a ~1500 ans, de la culture maya (Yucatan) il y a ~1200 ans, et de la culture Tiwanaku (Bolivie-Pérou) il y a ~1000 ans. Ces sociétés étaient certes aussi soumises à d'autres facteurs de stress, mais toutes ont été dans l'impossibilité de s'adapter à des périodes prolongées de sécheresse. Ce sont là des illustrations de la vulnérabilité de sociétés complexes à des changements significatifs du climat.[406]

Des mesures d'atténuation pourraient réduire substantiellement le nombre de personnes mises en péril par le changement climatique à venir. Cependant, des risques significatifs demeurent inévitables. Bien qu'il ne soit pas

encore clairement déterminé si de récents changements des précipitations, comme les baisses dans les régions tropicales sèches du Sahel, en Afrique, sont d'origine naturelle ou humaine, ils fournissent des exemples frappants de ces risques. C'est pourquoi, pour éviter le triste sorte de ces cultures du passé, l'adaptation est considérée comme un élément essentiel de la réponse humaine. Étant donné que les modèles du climat ne réussissent que très mal à simuler les changements futurs des précipitations dans nombre de régions, comme en Afrique, comprendre ce changement et y faire face demeure un imposant défi. Certains avancent qu'une meilleure adaptation à la variabilité actuelle du climat serait une bonne stratégie, qui réduirait aussi la vulnérabilité au changement à venir, quelque forme qu'il prenne.[225,312,333]

REMERCIEMENTS

La présente revue a été compilée par Henry Hengeveld, Conseiller scientifique principal sur le changement climatique au Service météorologique du Canada, d'Environnement Canada. L'auteur tient à remercier de leurs critiques et commentaires Billie Beatie, Elizabeth Bush, Ray Desjardins, Kaz Higuchi, Abdel Maarouf, Sharon Smith et Bob Whitewood.

RÉFÉRENCES

Abbreviations: *BAMS = Bulletin of the American Meteorological Society; CC = Climatic Change; GBC = Global Biogeochem. Cycle; GCB = Global Change Biology; Chemosphere-Global Change Science = CGCS; GRL = Geophysical Research Letters; JGR = Journal of Geophysical Research; JAWRA = Journal of the American Water Resources Association; MASGC = Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change*

1.0 Introduction

1. Intergovernmental Panel on Climate Change 2001. *Third Assessment Report. WG I. Climate Change 2001:The Scientific Basis* (J.T. Houghton et al. Eds). 881pp. et *WG II. Climate Change 2001:Impacts, AdaptationVulnerability* (J.J. McCarthy et al.Eds.). 1032pp. Cambridge University Press.

2. Intergovernmental Panel on Climate Change 2000. *Land Use, Land-use Change, and Forestry*. R.T. Watson et al (Eds). 377pp. Cambridge University Press.

3. Intergovernmental Panel on Climate Change (N. Nakicenovic et al.) 2000.*Special Report on Emissions Scenarios*. 599pp. Cambridge University Press.

2.0 Changements de la composition de l'atmosphère

2.1 Dioxyde de carbone

4. Bakker,D. et Watson,A. 2001. A piece in the CO_2 jigsaw. *Nature* **410**:765-766.

5. Baldocchi,D., Falge,E., Gu,L. et al. 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *BAMS* **82**:2415-2434.

6. Jones,C.D., Collins, M., Cox, P.M. et Spall, S.A. 2001. The carbon cycle response to ENSO: a coupled climate-carbon cycle model study. *J. Climate* **14**:21:4113-4129.

7. Jones,C.D. amd Cox,P.M. 2001. Modeling the volcanic signal in the atmospheric CO_2 record. *GBC* **15**:453-465.

8. Tans,P.P. (ed), Bakwin, P.S., Bruhwiler,L. et al. 2001. Chapter 2. Carbon Cycle. In *CMDL Summary Report #26*, online at **http://www.cmdl.noaa.gov/publications/annrpt26/index.html**.

9. Cao,M., Zhang,Q. et Shugart,H.H. 2001. Dynamic responses of African ecosystem carbon cycling to climate change. *Climate Research* **17**:183-193.

10. Kaminski,T. et Heimann,M. 2001. Inverse modeling of atmospheric carbon dioxide fluxes. *Science* **294**:259a.

11. Li,Y. et Ji,J. 2001. Model estimates of global carbon flux between vegetation and the atmosphere. *Advances in Atmospheric Sciences* **18**:807-818.

12. Pacala,S.W., Hurtt,G.C., Baker,D. et al. 2001. Consistent land- and atmosphere-based U.S. carbon sink estimates. *Science* **292**:2316-2320.

13. Peylin,P., bousquet,P. et Ciais,P. 2001. Reply to comments by Kaminski and Heimann re inverse modeling of atmospheric carbon dioxide fluxes. *Science* **294**:259a.

14. Schimel,D.S., House,J.I., Hibbard,K.A. et al. 2001. Recent patterns and mechanisms pf carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature* **414**:169-172.

15. Wofsy,S.C. 2001. Where has all the carbon gone? *Science* **292**:2261-2262.

16. Amiro,B.D. 2001. Paired-tower measurements of carbon and energy fluxes following disturbance in the boreal forest. *GCB* **7**:253-268.

17. Einsele,G., YanJ. et Hinderer,M. 2001. Atmospheric carbon burial in modern lake basins and its significance for the global carbon budget. *Global and Planetary Change* **30**:167-195.

18. Kessler,T.J. et Harvey,C.F. 2001. The global flux of carbon dioxide into groundwater. *GRL* **28**:279-282.

20. Gruber,N. et Keeling,C.D. 2001. An improved estimate of the isotopic air-sea disequilibrium of CO_2: Implications for the oceanic uptrake of anthropogenic CO_2. *GRL* **28**:555-558.

21. Le Quere,C., Orr,J.C., Monfray,P. et al. 2000. Interannual variability of the oceanic sink of CO_2 from 1979 through 1997. *GBC* **14**, pp 1247-1265

22. McNeil,B.I., Matear,R.J. et Tilbrook,B. 2001. Does carbon 13 track anthropogenic CO_2 in the Southern Ocean? *GBC* **15**:597-613.

23. Orr,J.C., Maier-Reimer,E., Mikolajewicz,U. et al. 2001. Estimates of anthropogenic carbon uptake from four three-dimensional global ocean models. *GBC* **15**:43-60.

24. Thomas,H., England,M.H. et Ittekkot,V. 2001. An off-line 3D model of anthropogenic CO_2 uptake by the oceans. *GRL* **28**:547-550.

25. Turk,D., McPhaden,M.J., Busalacchi,A.J. et al. 2001. Remotely sensed biological production in the equatorial Pacific. *Science* **293**:471-474.

26. Högberg,P., Nordgren,A. Buchmann,N. et al. 2001. Large-scale forest girdling shows that current photosynthesis drives soil respiration. *Nature* **411**:789-792.

27. Lafluer,P.M., Griffis,T.J. et Rouse,W.R. 2001. Interannual variability in net ecosystem CO_2 exchange at the Arctic treeline. Arctic, *Antarctic and Alpine Research* **33**:149-157.

28. Swanson,R.V. et Flannagan,L.B. 2001. Environmental regulation of carbon dioxide exchange at the forest floor in a boreal black spruce ecosystem. *Agricultural and Forest Meteorology* **108**:165-181.

29. Joos,F., Prentice,I.C., Sitch,S. et al. 2001. Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. *GBC* **15**:891-907.

30. Cramer,W., Bondeau,A., Woodward,F.I. et al. 2001. Global response of terrestrial ecosystem structure and function to CO_2 and climate change: results from six dynamic global vegetation models. *GCB* **7**:357-373.

31. Davidson,E.A. et Hirsch,A.I. 2001. Fertile forest experiments. Nature **411**:431-433.

32. Ferber,D. 2001. Forests: No greenhouse antidote? *Ecology* **293**:1425.

33. Ferber,D. 2001. Superweeds, and a sinking feeling on carbon sinks. *Science* **293**:1425.

34. LaDeau,S.L. et Clark,J.S. 2001. Rising CO_2 levels and the fecundity of forest trees. *Science* **292**:95-98.

35. Luo,Y., Wan,S., Hui,D. et Wallace,L.L. 2001. Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie. *Nature* **413**:622-625.

36. Oren,R., Ellsworth,D.S., Johnsen,K.H. et al. 2001. Soil fertility limits carbon sequestration by forest ecosystems in a CO_2-enriched atmosphere. *Nature* **411**:467-472.

37. Schlesinger,W.H. et Lichter,J. 2001. Limited carbon storage in soil and litter of experimental forest plots under increased atmospheric CO_2. *Nature* **411**:466-4469.

38. Tangley,L. 2001. High CO_2 levels may give fast-growing trees an edge. *Science* **292**:36-37.39. Ziska,L.H., Ghannoum,O., Baker,J.T. et al. 2001. A global perspective of ground level, 'ambient' carbon dioxide for assessing the response of plants to atmospheric CO_2. *GCB* **7**:789-796.

40. Bopp,L., Monfray,P., Aumont,O. et al. 2001. Potential impact of climate change on marine export production. *GBC* **15**:81-99.

41. Yi,C., Gong,P., Xu,M. et Qi,Y. 2001. The effects of buffer and temperature feedbacks on the oceanic uptake of CO_2. *GRL* **28**:751-754.

42. Monnin,E., Indermuhle,A., Dallenback,A. et al. 2001. Atmospheric CO_2 concentrations over the last glacial termination. *Science* **291**:112-114.

2.2 Autres gaz à effet de serre

43. Dlugokencky,E.J., Walter,B.P., Masarie,K.A. et al. 2001. Measurements of an anomalous global methane increase during 1998. *GRL* **28**:499-502.

44. Johnson,C.E., Stevenson,D.S., Collins,W.J. et Derwent,R.G. 2001. Role of climate feedback on methane and ozone studied with a coupled Ocean-Atmosphere-Chemistry model. *GRL* **28**:1723-1726.

45. Dalva,M., Moore,T.R., Arp,P et Clair,T.A. 2001. Methane and soil and plant community respitration from wetlands, Kejimkujik National park, Nova Scotia: Measurements, predictions and climate change. *JGR* **106D**:2955-2962.

46. Smith,L.M., Sachs,J.P., Jennings,A.E. et al. 2001. Light $\delta^{13}C$ events during deglaciation of the East Greenland continental shelf attributed to methane release from gas hydrates. *GRL* **28**:2217-2220.

47. Sowers,T. 2001. N_2O record spanning the penultimate deglaciation from the Vostok ice core. *JGR* **106D**:31, 903-31,914.

48. Mickley,L.J., Jacob,D.J. et Rind,D. 2001. Uncertainty in pre-industrial abundance of tropospheric ozone: Implications for radiative forcing calculations. *JGR* **106D**:3389-3399.

2.3 Aérosols

49. Lelieveld,J., Crutzen,P.J.,Ramanthan,V. et al. 2001. The Indian Ocean Experiment: Widespread air pollution from south and southeast Asia. *Science* **291**:1031-1036.

50. Smith,S.J., Pitcher,H. et Wigley, T.M.L. 2001. Global and regional anthropogenic sulfur dioxide emissions. *Global and Planetary Change* **29**:99-119.

51. Tanré,D. Bréon,F.M., Deuzé,J.L. et al. 2001. Global observation of anthropogenic aerosols from satellite. *GRL* **28**:4555-4558.

3.0 Forçage radiatif

3.1 Gaz à effet de serre

52. Hansen,J.E. et Sato,M. 2001. Trends of measured climate forcing agents. *PNAS* **98**:14778-14783.

53. Harries,J.E., Brindley,H.E., Sagoo,P.J. et Bantges,R.J. 2001. Increases in greenhouse forcing inferred from the outgoing long-wave radiation spectra of the Earth in 1970 and 1997. *Nature* **410**:355-358.

54. Shindell,D.T. 2001. Climate and ozone response to increased stratospheric water vapor. *GRL* **38**:1551-1554.

55. Smith,C.A., Haigh,J.D. et Toumi,R. 2001. Radiative forcing due to trends in stratospheric water vapour. *GRL* **28**:179-182.

56. Dvortsov,V.L. et Solomon,S. 2001. Response of the stratospheric temperatures and ozone to past and future increases in stratospheric humidity. *JGR* **106D**:7505-7514.

57. Stuber,N., Ponater,M. et Sausen,R. 2001. Is the climate sensitivity to ozone perturbations enhanced by stratospheric water vapor feedback? *GRL* **28**:2887-2890.

58. Derwent,R.G., Collins,W.J., Zjohnson,C.E. et Stevenson,D.S. 2001. Transient behaviour of tropospheric ozone precursors in a global 3-D CTM and their indirect greenhouse effects. *CC* **49**:463-487.

59. Wild,O., Prather,M.J. et Akimoto,H. 2001. Indirect long-term global radiative cooling from NO_x emissions. GRL **28**:1719-1722.

60. Myhre,G. et Stordal,F. 2001. On the tradeoff of the solar and thermal infrared radiative impact of contrails. *GRL* **28**:3119-3122.

3.2 Aérosols

61. Ghan,S.J., Easter,R.C., Chapman,E.G. et al. 2001. A physically based estimate of radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosol. *JGR* **106D**:5279-5293.

62. Ghan,S.J., Easter,R.C., Hudson,J. et Breon,F.-M. 2001. Evaluation of aerosol indirect radiative forcing in MIRAGE. *JGR* **106D**:5317-5334.

63. Ghan,S.J., Laulainen,N., Easter,R.C. et al. 2001. Evaluation of aerosol direct radiative forcing in MIRAGE. *JGR* **106D**:5295-5316.

64. Nakajima,T., Higurashi,A., Kawamoto,K. et Penner,J.E. 2001. A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol miocrophysical parameters. *GRL* **28**:1171-1174.

65. Williams,K.D., Jones,A., Roberts,D.L. et al. 2001. The response of the climate system to the indirect effects of anthropogenic sulfate aerosol. *Climate Dynamics* **17**:845-856.

66. Andreae,M.O. 2001. The dark side of aerosols. *Nature* **409**:671-672.

67. Jacobson,M.Z. 2001. Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. *Nature* **409**:695-697.

68. Lohmann,U. et Feichter,J. 2001. Can the direct and semi-direct aerosol effect compete with the indirect effect on a global scale? *GRL* **28**:159-161.

69. Jacobson,M.Z. 2001. Global direct radiaitve forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols. *JGR* **106D**:1551-1568.

70. Diaz,J.P., Exposito,F.J., Torres,C.J. et al. 2001. Radiative properties of aerosols in Saharan dust outbreaks using ground-based and satellite data: Applications to radiative forcing. *JGR* **106D:** 18403-18416.

3.3 Soleil

71. Lean,J. et Rind,D. 2001. Earth's response to a variable sun. *Science* **292**:234-236.

72. Lean,J.L. 2001. Solar irradiance and climate forcing in the near future. *GRL* **28**:4119-4122.

73. Robertson,A., Overpeck,J., Rind,D. et al. Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. *JGR* **106D**:14,783-14,803.

74. Bond,G., Kromer,B., Beer,J. et al. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* **294**:2130-2136.

75. Haigh,J.D. 2001. Climate variability and the influence of the sun. *Science* **294**:2109-2111.

76. Shindell,D.T., Schmidt,G.A., Mann,M.E. et al. 2001. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science* **294**:2149-2152.

77. Wagner,G., Beer,J., Masarik,J. et al. 2001. Presence of the solar de Vries cycle (~205 years) during the last ice age. *GRL* **28**:303-306.

4.0 Modélisation du climat

4.1 Processus du climat

78. Colman,R., Fraser,J. et Rotstayn,L. 2001. Climate feedbacks in a general circulation model incporporating prognostic clouds. *Climate Dynamics* **18**:103-122.

79. Butchart,N. et Scalfe,A.A. 2001. Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate. *Nature* **410**:799-802.

80. Grewe, V., M. Dameris, R. Hein, R. Sausen et B. Stehl. 2001. Future changes of the atmospheric composition and the impact of climate change. *Tellus* **53B**(2): 103-121.

81. Cohen,J. et Entekhabi,D. 2001. The influence of snow cover on Northern Hemisphere climate variability. *Atmosphere-Ocean* **39**:35-53.

82. Arora, V.K. 2001. Assessment of simulated water balance for continental-scale river basins in an AMIP 2 simulation. *JGR* **106D:** 14,827-14,842.

83. El Maayer,M., Price,D.T., Delire,C. et al. 2001. Validation of the Integrated Biosphere Simulator over Canadian deciduous and coniferous boreal forest stands. *JGR* **106D:** 14339-14355.

84. Wang,S., Grant,R.F., Verseghy,D.L. et Black,T.A. 2001. Modelling plant carbon and nitrogen dynamics of a boreal aspen forest in CLASS – the Canadian Land Surface Scheme. *Ecological Modelling* **142**:135-154.

85. Bergengren, J.C., Thompson, S.L., Pollard, D. et Deconto, R.M. 2001. Modeling Global Climate-Vegetation Interactions in a Doubled CO_2 World. *CC* **50**:1-2:31-75.

86. Claussen,M., Brovkin,V. et Ganopolski. 2001. Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change. *GRL* **28**:1011-1014.

87. Heck,P., Luthi,D., Wernli,H. et Schar,C. 2001. Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A sensitivity study using a regional climate model. *JGR* **106D**:7817-7835.

88. Chen, T-C., Yoon, J-H., St. Croix, K.J. et Tackle, E.S. 2001. Suppressing impacts of the Amazonian deforestation by the global circulation change. *BAMS* **82**:10:2209-2216.

89. Zhang,H., Henderson-Sellers,A. et McGuffie,K. 2001. The compounding effects of tropical deforestation and greenhouse warming on climate. *CC* **49**:309-338.

90. Zhao,M., Pitman,A.J. et Chase,T.N. 2001. Climatic effects of land cover change at different carbon dioxide levels. *Climate Research* **17**:1-18.

91. Zhao,M., Pitman,A.J. et Chase,T.N. 2001. The impact of land cover change on the atmospheric circulation. *Climate Dynamics* **17**:467-477.

92. Gough,W.A. et Lozinova,M. 2001. Ocean heat transport and a climate paradox. *Atmosphere-Ocean* **39**:15-21.

93. Haarsma,R.J., Opsteegh,J.D., Selton,F.M. et Wang,X. 2001. Rapid transitions and ultra-low frequency behaviour in a 40nkyr integration with a coupled climate model of intermediate complexity. *Climate Dynamics* **17**:559-570.

94. Holland,M.M., Bitz,C.M., Eby,M. et Weaver,A.J. 2001. The role of ice-ocean interactions in the variability of the North Atlantic Thermohaline Circulation. *J. Climate* **14**:656-675.

95. Holland,M.M., Bitz,C.M. et Weaver,A.J. 2001. The influence of sea ice physics on simulations of climate change. *JGR* **106C**:19,639-19,655.

96. Miller,G.H., Geirsdottir,A. et Koerner,R.M. 2001. Climate implications of changing Arctic sea ice. *EOS* **82**:97,103.

97. Parkinson,C.L., Rind,D., Healy,R.J. et Martinson,D.G. 2001. The impact of sea ice concentration accuracies in climate model simulations with the GISS GCM. *J. Climate* **14**:2606-2623.

98. Seidov,D., Barron,E. et Haupt,B.J. 2001. Meltwater and the global ocean conveyor: north versus southern connections. *Global and Planetary Change* **30**:257-270.

4.2 Développement/validation des modèles

99. Blackmon,M., Boville,B., Bryan,F. et al. 2001. The Community Climate System Model. *BAMS* **82**:2357-2376.

100. Dai,A., Wigley,T.M.L., Boville,B.A. et al. 2001. Climates of the twentieth and twenty-first centuries simulated by the NCAR Climate System Model. *J. Climate* **14**:485-519.

101. Williams,K.D., Senior,C.A. et Mitchell,J.F.B. 2001. Transient climate change in the Hadley Centre models: The role of physical processes. *J. Climate* **14**:2659-2674.

102. Bitz,C.M., Holland,M.M., Weaver,A.J. amd Eby,M. 2001. Simulating the ice-thickness distribution in a coupled climate model. *JGR* **106C**:2441-2463.

103. Hewitt,C.D., Senior,C.A. amd Michell,J.F.B. 2001. The impact of dynamic sea ice on the climatology and climate sensitivity of a GCM: a study of past, present and future climates. *Climate Dynamics* **17**:655-668.

104. Genthon,C. et Krinner,G. 2001. Antarctic surface mass balance and systematic biases in general circulation models. *JGR* **106D**:20,653-20,664.

105. Lambert,S.J. et Boer,G.J. 2001. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models. *Climate Dynamics* **17**:83-106.

106. Wild,M., Ohmura,A., Gilgen,H. et al. 2001. Evaluation of downward longwave radiation in General Circulation Models. *J. Climate* **14**:3227-3239.

107. Flato,G.M. et Boer,G.J. 2001. Warming asymmetry in climate change simulations. *GRL* **28**:195-198.

108. Hall,A. et Stouffer,R.J. 2001. An abrupt climate event in a coupled ocean-climate simulation without external forcing. *Nature* **409**:171-174.

109. Hewitt,C.D., Broccoli,A.J., Mitchell,J.F.B. et Stouffer,R.J. 2001. A coupled model study of the last glacial maximum: Was part of the North Atlantic relatively warm? *GRL* **28**:1571-1574.

110. Kageyama,M., Peyron,O., Pinot,S. et al. 2001. The Last glacial Maximum climate over Europe and western Siberia : a PMIP comparison between models and data. *Climate Dynamics* **17**:23-43.

4.3 Résultats des modèles

111. Dai,A., Meehl,G.A., Washington,W.M. et al. 2001. Ensemble simulation of twenty-first century climate changes : business-as-usual versus CO_2 stabilization. *BAMS* **82**:2377-2388.

112. Dai,A., Wigley,T.M.L., Meehl,G.A. et Washington, W.M. 2001. Effects of stabilizing atmospheric CO_2 on global climate in the next two centuries. *GRL* **28**:4511-4514.

113. Friedlingstein,P., Bopp,L., Ciais,P. et al. 2001. Positive feedback between future climate change and the carbon cycle. *GRL* **28**:1543-1546.

114. Voss,R. et Mikolajewicz,U. 2001. Long-term climate changes due to increased CO_2 concentration in the coupled atmosphere -ocean general circulation model ECHAM3/LSG. *Climate Dynamics* **17**:45-60.

115. Wetherald,R.T., Stouffer,R.J. et Dixon,K.W. 2001. Committed warming and its implications for climate change. *GRL* **28**:1535-1538.

116. Yonetani,T. et Gordon,H.B. 2001. Simulated change in the frequency of extremes and regional features of seasonal/annual temperature and precipitation when atmospheric CO_2 is doubled. *J. Climate* **14**:1765-1779.

117. Bi,D., Budd,W.F., Hirst,A.C. et Wu,X. 2001. Collapse and reorganisation of the Southern Ocean overturning under global warming in a coupled model. *GRL* **28**:3927-3930.

118. Gent,P.R. 2001. Will the North Atlantic Ocean thermohaline circulation weaken during the 21st century? *GRL* **28**:1023-1026.

119. Goosse,H. et Renssen,H. 2001. A two-phase response of the Southern Ocean to an increase in greenhouse gas concentrations. *GRL* **28**:3469-3472.

120. Thorpe,R.B., Gregory,J.M., Johns,T.C. et al. 2001. Mechanisms determining the Atlantic Thermohaline circulation response to greenhouse gas forcing in a non-flux-adjusted coupled climate model. *J. Climate* **14**:3102-3116.

121. Holzer,M. et Boer,G.J. 2001. Simulated changes in atmospheric transport climate. *J. Climate* **14**:4398-4420.

122. Hsu,C.J. et Zwiers,F. 2001. Climate change in recurrent regions and modes of Northern Hemisphere atmospheric variability. *JGR* **106D**:20,145-20,159.

123. Huang,H.-P., Weickmann,K.M. et Hsu,C.J. 2001. Trend in atmospheric angular momentum in a transient climate change simulation with greenhouse gas and aerosol forcing. *J. Climate* **14**:1525-1534.

124. Hu,Z.-Z., Bengtsson,L., Roeckner,E. et al. 2001. Impact of global warming on the interannual and interdecadal climate modes in a coupled GCM. *Climate Dynamics* **17**:361-374.

125. Hudson,D.A. et Hewitson,B.C. 2001. The atmospheric response to a reduction in summer Antarctic sea-ice extent. *Climate Research* **16**:79-99.

126. Shindell,D.T., Schmidt,G.A., Miller,R.L. et Rind,D. 2001. Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, solar and volcanic forcing. *JGR* **106D**:7193-7210.

127. Stone,D.A., Weaver,A.J. et Stouffer,R.J. 2001. Projection of climate change onto modes of atmospheric variability. *J. Climate* **14**:3551-3565.

128. Visbeck,M.H., Hurrell,J.W., Polvani,L. et Cullen,H.M. 2001. The North Atlantic Oscillation: Past, present and future. *PNAS* **98**:12876-12877.

129. Weatherly,J.W. et Zhang,Y. 2001. The response of the polar regions to increased CO_2 in a global climate model with elastic-viscous-plastic sea ice. *J. Climate* **14**:268-283.

130. Raisanen,J. et Joelsson,R. 2001. Changes in average and extreme precipitation in two regional climate model experiments. *Tellus* **53A**:547-566.

131. Gregory, J.M., Church,J.A., Boer,G.J. et al. 2001. Comparison of results for several AOGCMs for global and regional sea level change 1900-2100. *Climate Dynamics* **18**:225-240

132. Allen,M., Raper,S. et Mitchell,J. 2001. Climate change: Uncertainty in the IPCC's Third Assessment Report. *Science* **293**:430-433.

133. Grubler,A. et Nakicenovic,N. 2001. Identifying dangers in an uncertain climate. *Nature* **412**:15.

134. Kerr,R.A. 2001. A little sharper view of global warming. *Science* **294**:765.

135. Kerr,R.A. 2001. Rising global temperature, rising uncertainty. *Science* **292**:192-194.

136. Pittock,A.B., Jones,R.N. et Mitchell,C.D. 2001. Probabilities will help us plan for climate change. *Nature* **413**:249.

137. Raisanen,J. et Palmer,T.N. 2001. A probability and decision-model analysis of a multimodel ensemble of climate change simulations. *J. Climate* **14**:3212-3226.

1386. Reilly,J., Stone,P.H., Forest,C.E. et al. 2001. Climate change: Uncertainty and climate change assessments. *Science* **293**:430.

139. Schneider, S.H. 2001. What is 'dangerous' climate change? *Nature* **411**:17-19.

140. Webster,M.D., Forest,C.E., Reilly,J.M. et al. 2001. Uncertainty analysis of global climate change projections. *MIT Joint Program on the Science and Policy of Global Change Report #73.*

141. Wigley,T.M.L. et Raper,S.C.B. 2001. Interpretation of high projections of global-mean warming. *Science* **293**:451-454.

5.0 Tendances du climat

5.1 Climats antérieurs à l'époque industrielle

142. Crowley,T.J. et Berner,R.A. 2001. CO_2 and climate change. *Science* **292**:870-872.

143. Cuffey,K.M. et Vimeux,F. 2001. Covariation of carbon dioxide and temperature from the Vostok ice core after deuterium-excess correction. *Nature* **412**:523-526.

144. Kump,L.R. 2001. Chill taken out of the tropics. *Nature* **413**:470-471.

145. Kurschner,W.M. 2001. Leaf sensor for CO_2 in deep time. *Nature* **411**:247-248.

146. Pearson, P.N., Dirtchfield,P.W., Singano,J. et al. 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature* **413**:481-486.

147. Retallack, G.J. 2001. A 300-million year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles. *Nature* **411**:287-290.

148. Royer,D.L., Wing,S.L., Beerling,D.J. et al. 2001. Paleobotanical evidence for near present-day levels of atmospheric CO_2 during part of the Tertiary. *Science* **292**:2310-2313.

149. Herbert,T.D., Schuffert,J.D., Andreasen,D. et al. 2001. Collapse of the California Current during glacial maxima linked to climate change on land. *Science* **293**:71-76.

150. Khodri,M., Leclainche,Y., Ramstein,G. et al. 2001. Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. *Nature* **410**:570-574.

151. Lea,D.W. 2001. Ice ages, the California Current and Devil's Hole. *Science* **293**:59-60.

152. Pepin,L., Raynaud,D., Barnola,J.-M. et Loutre,M.F. 2001. Hemispheric roles of climate forcings during glacial-interglacial transitions as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiements. *JGR* **106D:** 31,885-31,892.

153. Waelbroeck,C., Duplessy,J.-C., Michel,E. et al. The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records. *Nature* **412**:724-727.

154. Yoshimori,M., Weaver,A.J., Marshall,S.J. et Clarke,G.K.C. 2001. Glacial termination: sensitivity to orbital and CO_2 forcing in a coupled climate system model. *Climate Dynamics* **17**:571-588.

155. Kerr,R.A. 2001. The tropics return to the climate system. *Science* **292**:660-661.

156. Kienast,M., Steinke,S., Stattegger, K. et Calvert,S.E. 2001. Synchronous tropical South China Sea SST chgange and Greenland warming during deglaciation. *Science* **291**:2132-2134.

157. Rioual,P., Andrieu-Ponel,V., Rietti-Shati,M. et al. High-resolution record of climate stability in France during the lasy interglacial period. *Nature* **413**:293-296.

158. Sachs,J.P., Anderson,R.F. et Lehman,S.J. 2001. Glacial surface temperatures of the southeast Atlantic Ocean. *Science* **293**:2077-2079.

159. Steig,E.J. 2001. No two latitudes alike. *Science* **293**:2015-1016.

160. Blunier,T. et Brook,E. 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science* **291**:109.

161. Jouzel,J., Masson,V., Cattani,O. et al. 2001. A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record. *GRL* **28**:3199-3202.

162. Shackleton,N. 2001. Climate change across the hemispheres. *Science* **291**:58-59.

163. Stenni,B., Masson-Delmotte,V., Johnsen,S. et al. 2001. An oceanic cold reversal during the last deglaciation. *Science* **293**:2074-2078.

164. Cole,J. 2001. A slow dance for El Niño. *Science* **291**:1496-1497.

165. Tudhope,A.W., Chilcott,C.P., McCulloch,M.T. et al. 2001. Variability in the El Niño-Southern Oscillation through a glacial-interglacial cycle. *Science* **291**:1511-1516.

166. Clark,P.U., Marshall,S.J., Clarke,G.K.C. et al. 2001. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last deglaciation. *Science* **293**:283-286.

167. Clement,A.C., Cane,M.A. et Seager,R. 2001. An orbitally driven tropical source for abrupt climate change. *J. Climate* **14**:2369-2375.

168. Ganopolski A. et Rahmstorf, S. 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature* **409**: 153-158.

169. Paillard,D. 2001. Glacial hiccups. *Nature* **409**:147-148.

170. Bennett,J.R., Cumming,B.F., Leavitt,P.R. et al. 2001. Diatom, pollen, and chemical evidence of postglacial climatic change at Big Lake, south-central British Columbia, Canada. *Quaternary Research* **55**:332-343.

171. Carcaillet,C., Bergeron,Y., Richard,P.J.H. et al. 2001. Change of fire frequency in the eastern Canadian boreal forests during the Holocene : Does vegetation composition or climate trigger the fire regime? *J. Ecology* **89**:930-946.

172. Dyke,A.S. et Savelle,J.M. 2001. Holocene history of the Bering Sea bowhead whale (*Balaena mysticetus*) in its Beaufort Sea summer grounds off southwestern Victoria Island, Western Canadian Arctic. *Quaternary Research* **55**:371-379.

173. Lauriol,B., Prevost,C., Deschamps,E. et al. 2001. Faunal and archaeological remains as evidence of climate change in freezing caverns, Yukon Territory, Canada. *Arctic* **54**:135-141.

174. Hodell,D.A., Brenner,M., Curtis,J.H. et Guilderson,T. 2001. Solar forcing of drought frequency in the Maya lowlands. *Science* **292**:1367-1370.

175. Kerr,R.A. 2001. A variable sun and the Maya collapse. *Science* **292**:1293.

176. Neff,U., Burns,S.J., Mangini,A. et al. 2001. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature* **411**:290-293.

177. Bradley,R.S., Briffa,K.R., Crowley,T.J. et al. 2001. The scope of medieval warming. *Science* **292**:2011-2012.

178. Briffa,K.R., Osborn,T.J., Schweingruber,F.H. et al. 2001. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *JGR* **106D**:2929-2941.

179. Broecker,W.S. 2001. Was the Medieval Warm Period global? *Science* **291**:1497-1499.

180. Crowley,T.J. et Lowery,T.S. 2000. How warm was the Medieval Warm Period? *Ambio* **29**:51-54.

181. Jones,P.D., Osborn,T.J. et Briffa,K.R. 2001. The evolution of climate over the last millennium. *Science* **292**:662-666.

182. Grumet,N.S., Wake,C.P., Mayewski,P. et al. 2001. Variability of sea-ice extent in Baffin Bay over the last millennium. *CC* **49**:129-145.

183. Harris,R.N. et Chapman,D.S. 2001. Mid-latitude (30°-60°N climatic warming inferred by combining borehole temperatures with surface air temperatures. *GRL* **28**:747-750.

184. Majorowicz,J.A. et Safanda,J. 2001. Composite surface temperature history from simultaneous inversion of borehole temperatures in western Canadian plains. *Global and Planetary Change* **29**:231-239.

185. Majorowicz,J.A. et Skinner,W.R. 2001. Reconstruction of the surface warming history of western interior Canada from borehole temperature profiles and other climate information. *Climate Research* 16:157-167.

186. Sauchyn,D.J. et Skinner,W.R. 2001. A proxy record of drought severity for the southwestern Canadian Plains. *Canadian Water Resources Journal* **26**:253-272.

5.2 Le climat du dernier siècle

187. Christy,J.R., Parker,D.E., Brown,S.J. et al. 2001. Differential trends in tropical sea surface and atmospheric temperatures since 1979. *GRL* **28**:183-186.

188. Duffy,P.B., Doutriaux,C., Fodor,I.K. et Santer,B.D. 2001. Effect of missing data on estimates of near-surface temperature change since 1900. *J. Climate* **14**:2809-2814.

189. Folland,C.K. et Karl,T.R. 2001. Recent rates of warming in marine environment meet controversy. *EOS* **82**:453,458-9.

190. Casey,K.S. et Cornillon,P. 2001. Global and regional sea surface temperature trends. *J. Climate* **14**:3801-3817.

191. Folland,C.K., Rayner,N.A., Brown,S.J. et al. 2001. Global temperature change and its uncertainties since 1861. *GRL* **28**:2621-2624.

192. Jones, P.D. et Reid, P.A. 2001. Temperature trends in regions affected by increasing aridity/humidity. *GRL* **28**:20:3919-3922.

193. Wigley,T.M.L. 2000. ENSO, volcanoes and record breaking temperatures. *GRL* **27**:4101-4104.

194. Arbic,B.K. et Owens,W.B. 2001. Climatic warming of Atlantic Intermediate Waters. *J. Climate* **14**:4091-4108.

195. Levitus,S., Antonov,J.I., Wang,J. et al. 2001. Anthropogenic warming of Earth's climate system. *Science* **292**:267-270.

196. Bonsal,B.R., Zhang,X., Vincent,L.A. et Hogg,W.D. 2001. Characteristics of daily and extreme temperatures over Canada. *J. Climate* **14**:1959-1976.

197. Hamilton,J.P., Whitelaw,G.S. et Fenech,A. 2001. Mean annual temperature and total precipitation trends at Canadian Biosphere Reserves. *Environmental Monitoring and Assessment 68*:239-275.

198. Horton,E.B., Folland,C.K. et Parker,D.E. 2001. The changing incidence of extremes in worldwide and central England temperatures to the end of the twentieth century. *CC* **50**:267-295.

199. Knappenberger,P.C., Michaels,P.J. et Davis,R.E. 2001. Nature of observed temperature changes across the United States during the 20th century. *Climate Research* **17**:45-53.

200. Vaughan,D.G., Marshall,G.J., Connolley,W.M. et al. 2001. Devil in the detail. *Science* **293**:1777-1778.

201. Barnett,T.P., Pierce,D.W. et Schnur,R. 2001. Detection of anthropogenic climate change in the world's oceans. *Science* **292**:270-274.

202. Collins,M., Tett,S.F.B. et Cooper,C. 2001. The internal climate variability of HadCM3, a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments. *Climate Dynamics* **17**:61-81.

203. Grieser,J. et Schonwiesse,C.-D. 2001. Process, forcing and signal analysis of global mean temperature variations by means of a three-box energy balance model. *CC* **48**:617-646.

204. Hegerl,G.C., Jones,P.D. et Barnett,T.P. 2001. Effect of observational sampling error in the detection of anthropogenic climate change. *J. Climate* **14**:198-207.

205. Hill,D.C., Allen,M.R. et Stott,P.A. 2001. Allowing for solar forcing in the detection of human influence on tropospheric temperatures. *GRL* **28**:1555-1558.

206. Hunt,B.G. 2001. A description of persistent climate anomalies in a 1000-year climatic model simulation. *Climate Dynamics* **17**:717-733.

207. Johns,T.C., Gregory,J.M., Stott,P.A. et Mitchell,J.F.B. 2001. Correlations between patterns of 19th and 20th century surface temperature changes and the HadCM2 climate model ensembles. *GRL* **28**:1007-1010.

208. Karoly,D.J. et Braganza,K. 2001. Identifying global climate change using simple indices. *GRL* **28**:2205-2208.

209. MacKay,R.M. et Ko,M.K.W. 2001. An analysis of simulated and observed global mean near-surface air temperature anomalies from 1979 to 1999: trends and attribution of causes. *Chemosphere-Global Change Science* **3**:393-411.

210. North,G.R. et Wu,Q. 2001. Detecting climate signals using space-time EOFs. *J. Climate* **14**:1839-1863.

211. Schnieder,T. et Held,I.M. 2001. Discriminants of twentieth-century changes in earth surface temperatures. *J. Climate* **14**:249-254.

212. Sexton,D.M.H., Rowell,D.P., Folland,C.K. et Karoly,D.J. 2001. Detection of anthropogenic climate change using an atmospheric GCM. *Climate Dynamics* **17**:669-685.

213. Stott,P.A., Tett,S.F., Jones,G.S. et al. 2001. Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. *Climate Dynamics* **17**:1-21.

214. Bonan,G.B. 2001. Observational evidence for reduction of daily maximum temperature by croplands in the midwest United States. *J. Climate* **14**:2430-2442.

215. Chase,T.N., Pielke,R.A. Sr., Kittel,T.G.F. et al. 2001. Relative climatic effects of landcover change and elevated carbon dioxide combined with aerosols: a comparison of model results and observations. *JGR* **106D**:31,685-31,691.

216. Govindasamy,B., Duffy,P.B. et Caldiera,K. 2001. Land use changes and Northern Hemisphere cooling. *GRL* **28**:291-294.

217. Climate Change Action Fund Summer 1998 Project Team, 2001. The State of the Arctic Cryosphere during the Extreme Warm Summer of 1998. Documenting cryospheric variability in the Canadian Arctic; CCAF Final Report. Disponible à **http://www.socc.ca/index_intro_f.cfm.**

218. LaValle,P.D., Lakhan,V.C. et Trenhaile,A.S. 2001. Short-term fluctuations of Lake Erie water levels and the El Niño/Southern Oscillation. *The Great Lakes Geographer* **7**:1-8.

219. Lenters, J.D. 2001. Long-term trends in the Seasonal Cycle of Great Lakes Water Levels. *J.Great Lakes Res* **27**(3): 342-353.

220. Milewska, E. et Hogg, W.D. 2001. Spatial representativeness of a long-term climate network in Canada. *Atmosphere-Ocean* **39**:2:145-161.

221. Whitfield,P.H. 2001. Linked hydrologic and climate variations in British Columbia and Yukon. *Environmental Monitoring and Assessment* **67**:217-238.

222. Zhang,X., Harvey,K.D., Hogg,W.D. et Yuzyk,T.R. 2001. Trends in Canadian streamflow. *Water Resources Research* **37**:987-998.

223. Zhang,X., Hogg,W.D. et Mekis,E. 2001. Spatial and temporal characteristics of heavy precipitation events over Canada. *J. Climate* **14**:1923-1936.

224. Groisman,P.Ya., Knight,R.W. et Karl,T.R. 2001. Heavy precipitation and high streamflow in the contiguous United States: Trends in the twentieth century. *BAMS* **82**:219-246.

225. Hulme,M. 2001. Climatic perspectives on Sahelian dessication: 1973-1998. *Global Environmental Change* **11**:19-29.

226. New,M., Todd,M., Hulme,M. et Jones,P. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. *Int. J. Climatology* **21**:1899-1922.

227. Nicholson,S.E. 2001. Climatic and environmental change in Africa during the last two centuries. *Climate Research* **17** (2): 123-144.

228. Rosenlof,K.H., Oltmans,S.J., Kley,D. et al. 2001. Stratospheric water vapor increases over the past half-century. *GRL* **28**:1195-1198.

229. Ross,R.J. et Elliott,W.P. 2001. Radiosonde-based Northern Hemisphere tropospheric water vapor trends. *J. Climate* **14**:1602-1612.

230. Wang,J.X.L. et Gaffen,D.J. 2001. Late-twentieth century climatology and trends of surface humidity and temperature in China. *J. Climate* **14**:2833-2845.

231. Cullen,H.M., D'Arrigo,R.D. et Cook,E.R. 2001. Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation. *Paleoceanography* **16:**27-39.

232. Enfield,D.B., Mestas-Nunez,A.M. et Trimble,P.J. 2001. The Atlantic Multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *GRL* **28**: 2077-2080.

233. Glueck,M.F. et Stockton,C.W. 2001. Reconstruction of the North Atlantic Oscillation. *Int. J. Climatology* **21**:1453-1465.

234. Rodrigo,F.S., Pozo-Vazquez,D., Esteban-Parra,M.J. et Castro-Diez,Y. 2001. A reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index back to A.D. 1501 using documentary data in southern Span. *JGR* **106D**:14,805-14,818.

235. Evans,M.N., Cane,M.A., Schrag,D.P. et al. 2001. Support for tropically-driven Pacific decadal variability based on paleoproxy evidence. *GRL* **28**:3689-3692.

236. Latif,M. 2001. Tropical Pacific/Atlantic Ocean interactions at multi-decadal time scales *GRL* **28**:539-542.

237. Mo,K.C. et Hakkinen,S. 2001. Decadal variations in the tropical South Atlantic and linkages to the Pacific. *GRL* **28**:2065-2068.

238. Nkemdirim,L.C. et Budkova,D. 2001. Trends in sea level pressure across western Canada. *JGR* **106D**:11801-11812.

239. Seidel,D.J., Ross,R.J. et Angell,J.K. 2001. Climatological characteristics of the tropical tropopause as revealed by radiosondes. *JGR* **106D**:7857-7878.

240. Changnon,S.A. 2001. Damaging thunderstorm activity in the United States. *BAMS* **82**:597-607.

241. Changnon,S.A. 2001. Thunderstorm rainfall in the conterminous United States. *BAMS* **82**:1925-1940.

242. Changnon,S.A. et Changnon,D. 2001. Long-term fluctuations in thunderstorm activity in the United States. *CC* **50**:489-503.

243. Changnon, S.A., Changnon, J.M. et Hewings, G.J.D. 2001. Losses caused by weather and climate extremes: a national index for the United States. *Physical Geography* **22**:1:1-27.

244. Elsner,J.B., Bossak,B.H. et Niu,X.-F. 2001. Secular changes to the ENSO-U.S. hurricane relationship. *GRL* **28**:4123-4126.

245. Elsner,J.B. 2001. Reply to "Comment on changes in the rates of North Atlantic hurricane activity during the 20th century. *GRL* **28**:2873-2874.

246. Goldenberg,S.B., Landsea,C.W., Mestas-Nuñez,A.M. et Gray,W.M. 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications. *Science* **293**:474-479.

247. Landsea,C.W. 2001. Comment on "Changes in the rates of North Atlantic major hurricane activity during the 20th century". *GRL* **28**:2871-2872.

248. Vitart,F. et Anderson,J.L. 2001. Sensitivity of Atlantic troipcial storm frequency to ENSO and interdecadal variability of SSTs in an ensemble of ACGM integrations. *J. Climate* **14**:533-545.

249. Graham,N.E. et Diaz,H.F. 2001. Evidence for intensification of north Pacific winter cyclones since 1948. *BAMS* **82**:1869-1893.

250. Gulev,S.K., Zolina,O. et Grigoriev,S. 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. *Climate Dynamics* **17**: 795-809.

251. Etkin,D., Brun,S.E., Shabbar,A. et Joe,P. 2001. Tornado climatology of Canada revisited: Tornado activity during different phases of ENSO. *Int. J. Climatology* **21**:915-938.

252. Horton,E.B., Parker,D.E., Folland,C.K. et al. 2001. The effect of increasing the mean on the percentage of extreme values in Gaussian and Skew distributions: Response to X. Zhang et al. *CC* **50**:509-510.

253. Zhang,X., Hogg,W.D. et Bonsal,B.R. 2001. A cautionary note on the use of seasonally varying thresholds to assess temperature extremes. *CC* **50**:505-507.

254. Bindschadler,R. et Rignot,E. 2001. "Crack!" in the polar night. *EOS* **82**:497.

255. Shepherd,A., Wingham,D.J., Mansley,J.A. et Corr,H.F. 2001. Inland thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica. *Science* **291**:862-864.

256. Mitrovica,J.X., Tamisiea,M.E., Davis,J.L. et Milne,G.A. 2001. Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change. *Nature* **409**:1026-1029.

257. Paterson, W.S.B et Reeh, N. 2001. Thinning of the ice sheet in northwest Greenland over the past 40 years. *Nature* **414**:6859:60-62.

258. Cabanes,C., Cazenave,A. et Le Provost,C. 2001. Sea level rise during the last 40 years determined from satellite and *in situ* observations. *Science* **294**:840-842.

259. Church,J.A. 2001. How fast are sea levels rising? *Science* **294**:802-803.

260. Proshutinsky,A., Pavlov,V. et Bourke,R.H. 2001. Sea level rise in the Arctic Ocean. *GRL* **28**:2237-2240.

261. Smith, S.L., Burgess, M.M. et Nixon, F.M. 2001. Response of active-layer and permafrost temperatures to warming during 1998 in the Mackenzie Delta, Northwest Territories and at Canadian Forces Station Alert and Baker Lake, Nunavut; Geological Survey of Canada, Current Research 2001-E5, 8 p. Available on line: **http://www.nrcan.gc.ca/gsc/bookstore/free/cr_2001/sum_int_e.pdf**.

262. Martinson,D.G. et Steele,M. 2001. Future of the Arctic sea ice cover: Implications of an Antarctic analog. *GRL* **28**:307-310.

263. Tucker,W.B.III, Weatherly,J.W., Eppler,D.T. et al. 2001. Evidence for rapid thinning of sea ice in the western Arctic Ocean at the end of the 1980s. *GRL* **28**:2851-2854.

264. Vinje,T. 2001. Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864-1998. *J. Climate* **14**:255-267.

265. Wadhams,P. et Davis,N.R. 2000. Further evidence of ice thinning in the Arctic Ocean. *GRL* **27**:3973-3975.

266. Sagarin, R. et Micheli, F. 2001. Climate change in non-traditional data sets. *Science* **294**: 5542 :811.

267. Armstrong,R.L. et Brodzik,M.J. 2001. Recent Northern Hemisphere snow extent: a comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors. *GRL* **28**:3673-3676.

268. Ye,H. 2001. Increases in snow season length due to earlier first snow and later last snow over North Central and Northwest Asia during 1973-94. *GRL* **28**:551-554.

269. Cayan,D.R., Kammerdiener,S.A., Dettinger,M.D. et al. 2001. Changes in the onset of spring in the western United States. *BAMS* **82**:399-415.

270. Gibbs,J.P. et Breisch,A.R. 2001. Climate warming and calling phenology off frogs near Ithaca, New York, 1900-1999. *Conservation Biology* **15**:1175-1178.

271. Sagarin,R. 2001. False estimates of the advance of spring. *Nature* **414**:600.

272. Penuelas, J. et Filella, I. 2001. Responses to a warming world. *Science* **294**: 5542 : 793-795.

273. Pimm,S.L. 2001. Entrepreneurial insects. *Nature* **411**:531-532.

274. Pounds,J.A. 2001. Climate and amphibian declines. *Nature* **410**:639-640.

275. Kiesecker,J.M., Blaustein,A.R. et Belden,L.K. 2001. Complex causes of amphibian population declines. *Nature* **410**:681-684.

276. Thomas,D.W., Blondel,J., Perret,P. et al. 2001. Energetic and fitness costs of mismatching resource supply and demand in seasonally breeding birds. *Science* **291**:2598-2599.

277. Thomas,D.W., Blondel,J., Perret,P. et al. 2001. Response to critique by Verhulst and Tinbergen on "Variation in food supply, time of breeding, and energy expenditure in birds". *Science* **294**:471a.

278. Warren, M.S., J.K. Hill, J.A. Thomas, J. Asher, et al. 2001. Rapid responses of British butterflies to opposing forces of climate and habitat change. *Nature* **414** (6859): 65-69.

279. Chmielewski, F.-M. et T. Rotzer. 2001. Response of tree phenology to climate change across Europe. *Agricultural and Forest Met.* **108**(2): 101-112.

280. Fraedrich,K., Gerstengarbe,F.W. et Werner,P.C. 2001. Climate shifts during the last century. *CC* **50**:405-417.

281. Jorgenson,M.T., Racine,C.H., Walters,J.C. et Osterkamp,T.E. 2001. Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska. *CC* **48**:551-579.

282. Sturm,M., Racine,C. et Tape,K. 2001. Increasing shrub abundance in the Arctic. *Nature* **411**:546.

283. Zhou,L., Tucker,C.J., Kaufmann,R.K. et al. 2001. Variations in northern vegetation activity inferred from satellite data of vegetation index during 1981 to 1999. *JGR* **106D**:20,069-20,083.

284. Conly,F.M. et Van der Kamp,G. 2001. Monitoring the hydrology of Canadian Prairie wetlands to detect the effects of climate change and land use changes. *Environmental Monitoring and Assessment* **67**:195-215.

285. Gunn,J.M., Snucins,E., Yan,N.D. et Artc,M.T. 2001. Use of water clarity to monitor the effects of climate change and other stressors on oligotrophic lakes. *Environmental Monitoring and Assessment* **67**:69-88.

6.0 IMPACTS

286. De Boer,D. 2001. Linking GCMs and surface hydrology : the challenge of scale. *The Canadian Geographer* **45**:79-84.

6.1 Écosystèmes naturels

287. Davis,M.B. et Shaw,R.G. 2001. Range shifts and adaptive response to Quaternary climate change. *Science* **292**:673-679.

288. Etterson, J.R. et R.G. Shaw. 2001. Constraint to adaptive evolution in response to global warming. *Science* **294** (5540): 151-154.

289. Malcolm,J.R., Markham,A. et Neilson,R.P. 2001. Can species keep up with climate change? *Conservation Biology in Practice* **2**:24-25.

290. Both, C. et M.E. Visser. 2001. Adjustment to climate change is constrained by arrival date in a long-distance migrant bird. *Nature* **411** (6835): 296-298.

291. Morgan,I.J., McDonald,D.G. et Wood,C.M. 2001. The cost of living for freshwater fish in a warmer, more polluted world. *GCB* 7:345-355.

292. Pennisi,E. 2001. Early birds may miss the worms. *Science* **291**. 2532.

293. Schindler,D.W. 2001. The cumulative effects of climate warming and other human stresses on Canadian freshwaters in the new millennium. *Can.J.Fish.Aquat.Sci.* **58**:18-29.

294. Verhulst,S. et TinbergenmJ.M. 2001. Variation in food supply, time of breeding, and energy expenditure in birds. *Science* **294**:471a.

295. Vincent,W.F., Gibson,J.A.E. et Jeffries,M.O. 2001. Ice-shelf collapse, climate change, and habiat loss in the Canadian high Arctic. *Polar Record* **37**:133-142.

296. Morgan,M.G., Pitelka,L.F. et Shevliakova,E. 2001. Elicitiation of expert judgements of climate change impacts on forest ecosystems. *CC* **49**:279-307.

297. Niemela,P., Chapin,E.S.III., Danell,K. et Bryant,J.P. 2001. Herbivory-mediated response of selected boreal forests to climate change. *CC* **48**:427-440.

298. Venäläinen, A., H. Tuomenvirta, M. Heikinheimo, S. Kellomaki, H. Peltola, H. Strandman, H. Vaisanen. 2001. Impact of climate change on soil frost under snow cover in a forested landscape. *Climate Research* **17** (1): 63-72.

299. Venäläinen, A., H. Tuomenvirta, R. Lahtinen et M. Heikinheimo. 2001. The influence of climate warming on soil frost on snow-free surfaces in Finland. *CC* **50** (1-2): 11-128.

300. Coops, N.C. et R.H. Waring. 2001. Assessing forest growth across southwestern Oregon under a range of current and future global change scenarios using a process model, 3-PG. *GCB* **7**: 15-29.

301. Hu,S., Chapin,F.S.III, Firestone,M.K. et al. 2001. Nitrogen limitation of microbial decomposition in a grassland under elevated CO_2. *Nature* **409**:188-191.

302. Reich,P.B., Knops,J., Tilman,D. et al. 2001. Plant diversity enhances ecosystem responses to elevated CO_2 and nitrogen deposition. *Nature* **410**:809-812.

303. Flannigan,M., Campbell,I., Wotton,M. et al. 2001. Future fire in Canada's boreal forest: paleoecology results and general circulation model- regional climate model simulations. *Can. J. Forest Research* **31**:854-864.

304. Johnston,M., Wheaton,E., Kulshreshtha,S. et al. 2001. Forest ecosystem vulnerability to climate: An assessment of the western Canadian boreal forest. *SRC Publication No. 11341-8E01.*

305. Williams, A.A.J., D.J. Karoly, N. Tapper. 2001. The Sensitivity of Australian Fire Danger to Climate Change. *CC* **49** (1-2):171-191.

306. Thorpe,J., Wolfe,S., Campbell,J. et al. 2001. An ecoregion approach for evaluating land use change and climate change adaptation strategies on sand dune areas in the Prairie Provinces. *SRC Publication No. 11368-1E01.*

307. Henderson, C., 2001. Coral decline. *Ecologist* **31**(58).

6.2 Hydrologie

308. Arora,V.K. et Boer,G.J. 2001. Effects of simulated climate change on the hydrology of major river basins. *JGR* **106D**:3335-3348.

309. Chen, C.-C., D. Gillig, B.A. McCarl. 2001. Effects of climate change on a water dependent regional economy: a study of the Texas Edwards aquifer. *CC* **49** (4): 397-409.

310. De Loe,R., Kreutzwiser,R. et Moraru,L. 2001. Adaptation options for the near term: climate change and the Canadian water sector. *Global Environmental Change* **11**:231-245.

311. Feddema,J.J. et Friere,S. 2001. Soil degradation, global warming and climate impacts. *Climate Research* **17**:209-216.

312. Hulme, M., R. Doherty, T. Ngara, M. New, D. Lister. 2001. African climate change: 1900-2100. *Climate Research* **17** (2): 145-168.

313. Jackson,R.B., Carpenter,S.R., Dahm,C.N. et al. 2001. Water in a changing world. *Ecological Applications* **11**: 1027-1045.

314. Nijssen, B., O'Donnell, G.M., Hamlet, A.F. et Lettenmaier, D.P. 2001. Hydrologic sensitivity of global rivers to climate change. *CC* **50**:1-2:143-175.

315. Woo, M.-K. 2001. Water in Canada, Water for Canada. *The Canadian Geographer* **45**(1): 85-92.

6.3 Agriculture

316. Chen, C.-C. et B.A. McCarl. 2001. An investigation of the relationship between pesticide usage and climate change. *CC* **50** (4): 475-487.

317. Nyirfa, W. et B. Harron. 2001. Assessment of Climate Change on the Agricultural Resources of the Canadian Prairies. Prairie Farm Rehabilitation Administration, Agriculture and Agri-Food Canada. On line at **http://www.agr.ca/pfra/resource/climate.htm.**

318. Easterling,W.E., Mearns,L.O., Hays,C.J. et Marx,D. 2001. Comparison of agricultural impacts of climate change calculated from high and low resolution climate change scenarios: Part II. Accounting for adaptation and CO_2 direct effects. *CC* **51**:173-197.

319. Mearns,L.O., Easterling,W.E., Hays,C.J. et Marx,D. 2001. Comparison of agricultural impacts of climate change calculated from high and low resolution climate change scenarios: Part I. The uncertainty due to spatial scale. *CC* **51**:131-172.

6.4 Élévation du niveau marin

320. Van de Wal,R.S. et Wild,M. 2001. Modelling the response of glaciers to climate change by applying volume-area scaling in combination with a high resolution GCM. *Climate Dynamics* **18**:359-366.

321. Van de Wal,R.S., Wild,M. et De Wolde,J. 2001. Short-term volume changes of the Greenland ice sheet in response to doubled CO_2 conditions. *Tellus* **53B**:94-102.

322. West, J.J., M.J. Small, H. Dowlatabadi. 2001. Storms, investor decisions, and the economic impacts of sea level rise. *CC* **48**(2-3): 317-342.

6.5 Phénomènes extrêmes

323. Knutson,T.R., Tuleya,R.E., Shen,W. et Ginis,I. 2001. Impact of CO_2-induced warming on hurricane intensities as simulated in a hurricane model with ocean coupling. *J. Climate* **14**:2458-2468.

324. Nguyen,K.C. et Walsh,K.J.E. 2001. Interannual, decadal and transient greenhouse simulation of tropical cyclone-like vortices in a Regional Climate model of the South pacific. *J. Climate* **14**:3043-3054.

325. Timmermann,A. 2001. Changes of ENSO stability due to greenhouse warming. *GRL* **28**:2061-2064.

326. Bellisario,L.M. et Etkin,D. 2001. Climate change and extreme weather events in the Toronto-Niagara region. *Toronto Niagara Region Study Report and Working Paper Series, Report No. 2001-2.* Environment Canada, Waterloo, Ontario.

327. Greenough,G., McGeehin,M., Bernard,S.M. et al. 2001. The potential impacts of climate variability and change on health impacts of extreme weather events in the United States. *Environmental Health Perspectives* **109**:191-198.

328. Muzik,I. 2001. Sensitivity of hydrologic systems to climate change. *Canadian Water Resources Journal* **26**:233-252.

6.6 Systèmes socio-économiques

329. Casman, E., B. Fischhoff, M. Small, H. Dowlatabadi, J. Rose et M.G. Morgan. 2001. Climate change and cryptosporidiosis: a quantitative analysis. *CC* **50** (1-2): 219-249.

330. Chen, C.-C., B.A. McCarl et R.M. Adams. 2001. Economic implications of potential ENSO frequency and strength shifts. *CC* **49** (1-2): 147-159.

331. Gubler, D.J., P. Reiter, K.L. Ebi, W. Yap, R. Nasci et J. A. Patz. 2001. Climate variability and change in the United States: Potential impacts on vector- and rodent-borne diseases. *Environmental Health Perspectives* **109**(Suppl 2): 223-233.

332. Hopp,M.J. et Foley,J.A. 2001. Global scale relationships between climate and the dengue fever vector, *aedea aegypti*. *CC* **48**:441-463.

333. Parry, M., N. Arnell, T. McMichael et al. 2001. Millions at risk: defining critical climate change threats and targets. *Global Environmental Change* **11**(3): 181-183.

334. Rose,J.B., Epstein,P.R., Lipp,E.K. et al. 2001. Climate variability and change in the United States : Potential impacts of water and foodborne diseases caused by microbiologic agents. *Environmental Health Perspectives* **109**:211-221.

335. Blais,J.M., Schindler,D.W., Muir,D.C.G. et al. 2001. Melting glaciers : A major source of persistent organochlorines to subalpine Bow Lake in Banff National Park, Canada. *Ambio* **30**:410-415.

336. Nelson,F.E., Anisimov,O.A. et Shiklomanov,N.I. 2001. Subsidence risk from thawing permafrost. *Nature* **410**:889-890.

337. Bernard,S.M., Samet,J.,M., Gramsch,A. et al. 2001. The potential impacts of climate variability and change on air pollution-related health effects in the United States. *Environmental Health Perspectives* **109**:199-209.

338. Cifuentes, L., V.H. Borja-Aburto, N. Goveia, G. Thurston et D.L. Davis. 2001. Hidden health benefits of greenhouse gas mitigation. *Environmental Health Perspectives* **109**(Suppl 3): 419-425.

339. Cifuentes, L., V.H. Borja-Aburto, N. Goveia, G. Thurston et D.L. Davis. 2001. Assessing the health benefits of urban air pollution reductions associated with climate change mitigation (2000-2020): Santiago, Sao Paulo, Mexico City and New York City. *Environmental Health Perspectives* **109**(Suppl 3): 419-425.

340. McGeehin,M.A. et Mirabelli,M. 2001. The potential impacts of climate variability and change on temperature related morbidity and mortality in the United States. Environmental Health Perspectives **109**:185-189.

341. RosenZweig,C. et Slecki,W.D. 2001. Climate change and a global city: Learning from New York. *Environment* **43**:9-18.

342. Wittrock,V., Wheaton,E. et Beaulieu,C. 2001. Adaptability of Prairie cities: The role of climate, current and future impacts and adaptation strategies. *Saskatchewan Research Council Publication No. 11296-9E01.*

343. Armstrong,S. 2001. Ask the experts. *New Scientist* **172** (2315):36-39.

7.0 Politiques

7.1 Le dialogue science-politiques

344. Bradley,R.S. 2001. Many citations support global warming trend. *Science* **292**:2011.

345. Cohen,S. et Kulkarni,T. (eds.) 2001. Water management and climate change in the Okanagan Basin. *Report for CCAF Project A206*, 75pp.

346. Dalton,R. 2001. Bad peer reviewers. *Nature* **413**:93.

347. Enserink,M. 2001. Peer review and quality: A dubious connection? *Science* **293**:2187-2188.

348. Grossman,D. 2001. Dissent in the maelstrom. *Scientific American* **285** (5):

349. Haag,D. et Kaupenjohann,M. 2001. Parameters, prediction, post-normal science and the precautionary principle – a roadmap for modeling for decision-making. *Ecological Modelling* **144**:45-60.

350. Morgan,M.G., Houghton,A. et Gibbons,J.H. 2001. Improving science and technology advice for Congress. *Science* **293**:1999-2000

351. Rotmans,J. et Van Asselt,M.B.A. 2001. Uncertainty management in integrated assessment modelling: Towards a pluralistic approach. *Environmental Monitoring and Assessment* **69**:101-130.

352. Saloranta,T.M. 2001. Post-normal science and the global climate change issue. *CC* **50**:395-404.

353. Singer,F. 2001. Global warming: an insignificant trend? *Science* **292**:1063.

354. Stanhill,G. 2001. The growth of climate change science: A scientometric study. *CC* **48**:515-524.

355. Editor. 2001. Shooting the messenger. *Nature* **412**:103.

356. Kaiser,J. 2001. 17 national academies endorse Kyoto. *Science* **292**:1275-1276.

357. Karlen,W. 2001. Global temperature forced by solar irradiation and greenhouse gases? *Ambio* **30**:349-350.

358. Schrope,M. 2001. Consensus science, or consensus politics? *Nature* **412**:112-114.

359. Trenberth,K.E. 2001. Climate variability and global warming. *Science* **293**:48-49.

360. Lempert,R. et Schlesinger,M.E. 2001. Climate change strategy needs to be robust. *Nature* **412**:375.

361. Pielke,R.A.Jr. 2001. Room for doubt. *Nature* **410**:151.

362. Adams,S. 2001. Views of the uncertainties pf climate change: a comparison of high school students and specialists. *Can. J. Env. Ed.* **6**:58-76.

363. Boyes,E. et Stanisstreet,M. 2001. Global warming: what do high school students know 10 years on? *World Resources Review* **13**:221-237.

364. Dahlberg,S. 2001. Using climate change as a teaching tool. *Can. J. Env. Ed.* **6**:9-17.

365. Fortner,R. 2001. Climate change in school: where does it fit and how ready are we? *Can. J. Env. Ed.* **6**:18-31.

366. Hansen,J.A., Allen,M., Stainforth,D. et al. 2001. Casino-21: climate simulations of the 21st century. *World Resources Review* **13**:187-198.

367. Emsley,J. 2001. Good news is no news: How can scientists use the media to give their side of the story to the public? *Nature* **413**:113.

368. Stoll-Kleemann,S., O'Riordan,T. et Jaeger,C.C. 2001. The Psycology of denial concerning climate mitigation measures: evidence from Swiss focus groups. *Global Environmental Change* **11**:107-117.

369. Cruikshank,J. 2001. Glaciers and climate change: Perspectives from oral tradition. *Arctic* **54**:377-393.

370. Reidlinger, D. et Berkes, F. 2001. Contributions of traditional knowledge to understanding climate change in the Canadian Arctic. *Polar Record* **37**:203:315-328.

371. Bolin,B. et Kheshgi,H.S. 2001. On strategies for reducing greenhouse gas emissions. *PNAS* **98**:4850-4854.

372. Grubb,M. et Depledge,J. 2001. The seven myths of Kyoto. *Climate Policy* **1**:269-272.

373. Kennedy,D. 2001. An unfortunate U-turn on carbon. *Science* **291**:2515.

374. Kennedy,D. 2001. Going it alone. *Science* **293**:1221.

375. Kerr,R.A. 2001. Bush backs spending for a "global problem". *Science* **292**:1978.

376. Showstack,R. 2001. Bush outlines climate stance in wake of National Academy report. *EOS* **82**:274-275.

377. Töpfer,K. 2001. Whither after the Hague? *Science* **291**:2095-2096.

7.2 L'atténuation et l'adaptation

378. Manne,A.S. et Richels,R.G. 2001. An alternative approach to establishing trade-offs among greenhouse gases. *Nature* **410**:675-677.

379. De Leo,G.A., Rizzi,L., Caizzi,A. et Gatto,M. 2001. The economic benefits of the Kyoto Protocol. *Nature* **413**:478-479.

380. Zhang,M., Malhi,S.S., Solberg,E. et al. 2001. Greenhouse gas emission in Alberta crop production sector: Opportunities and challenge. *World Resources Review* **13**:555-568.

381. Fang,J., Chen,A., Peng,C. et al. 2001. Changes in forest biomass carbon storage in China between 1949 and 1998. *Science* **292**:2320-2322.

382. Barford,C., Wofsky,S.C., Goulden,M.L. et al. 2001. Factors controlling long- and short-term sequestration of atmospheric CO_2 in a mid-latitude forest. *Science* **294**:1688-1691.

383. Rosenberg,N.J. et Izaurralde,R.C. 2001. Storing carbon in agricultural soils to help head-off a global warming. *CC* **51**:1-10.

384. Uri,N.D. 2001. Conservation practices in U.S. agriculture and their impact on carbon sequestration. Environmen*tal Monitoring and Assessment* **70**:323-344.

385. Yamagata,Y. et Alexandrov,G.A. 2001. Would forestation alleviate the burden of emission reduction? An assessment of the future carbon sink from ARD activities. *Climate Policy* **1**:27-40.

386. Anderson,D., Grant,R. et Rolfe,C. 2001. Taking Credit: Canada and the role of sinks in international climate negotiations. *David Suzuki Foundation and West Coast Environmental Law Association Report*, 78pp.

387. Andersson,K. et Richards,K.R. 2001. Implementing an international carbon sequestration program: can the leaky sink be fixed? *Climate Policy* **1**:173-188.

388. Barr,C. 2001. Out of sink. *Geographical* **73** (3): 70-71.

389. Houghton,R.A. 2001. Counting terrestrial sources and sinks of carbon. *CC* **48**:525-534.

390. Noble,I. et Scholes,R.J. 2001. Sinks and the Kyoto protocol. *Climate Policy* **1**:5-25.

391. Richards,K. et Andersson,K. 2001. The leaky sink: persistent obstacles to a forest carbon sequestration program based on individual projects. *Climate Policy* **1**:41-54.

392. Schiermeier,Q. 2001. Cycle studies see carbon sinks rise to prominence. *Nature* **414**:385.

393. Scholes,R.J. et Noble,I.R. 2001. Storing carbon on land. *Science* **294**:1012-1013.

394. Schwarze,R. 2001. The "Crunch issue" of additional sinks. *Climate Policy* **1**:397-401.

395. Stinson,G. et Freedman,B. 2001. Potential for carbon sequestration in Canadian forests and agroecosystems. *Mitigation and Adaptation Strategies for Global Change* **6**:1-23.

396. Chisholm,S.W., Falkowski,P.G. et Cullen,J.J. 2001. Dis-crediting ocean fertilization. *Science* **294**:309-310.

397. Drange,H., Alendal,G. et Johannessen,O.M. 2001. Ocean release of fossil fuel CO_2: A case study. *GRL* **28**:2637-2640.

398. Grimston,M.C., Karakoussis,V., Fouquet,R. et al. 2001. The European and global potential of carbon dioxide sequestration in tackling climate change. *Climate Policy* **1**:155-171.

399. Metzger,R.A. et Benford,G. 2001. Sequestering of atmospheric carbon through permanent disposal of crop residue. *CC* **49**:11-19.

400. Seibel,B.A. et Walsh,P.J. 2001. Potential impacts of CO_2 injection on deep-sea biota. *Science* **294**:319-323.

401. Klein Goldewijk,K. 2001. Estimating global land use change over the past 300 years: the HYDE database. *GBC* **15**:417-433.

402. Pielke,R.A. Sr. 2001. Carbon sequestration – the need for an integrated climate system approach. *BAMS* **82**:2021.

403. Pielke,R.A.Sr. 2001. Comment on Showstack,R. 2001 IPCC report cautiously warns of potentially dramatic climate change impacts (EOS 82:149,151). *EOS* **82**:394.

404. Semazzi,F.H.M. et Song,Y. 2001. A GCM study of climate change induced by deforestation in Africa. *Climate Research* **17**:169-182.

405. Schneider,S.H. 2001. Earth systems: engineering and management. *Nature* **409**:417-421.

406. DeMonocal,P.B. 2001. Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science* **292**:667-673.